МАТЕРИАЛЫ ПО ЭНДОГЕННОЙ МЕТАЛЛОГЕНИИ СОВЕТСКОГО СОЮЗА

ГОСГЕОЛИЗДАТ

Вх. № 30с.
13/II-54г.

ТРУДЫ ВСЕСОЮЗНОГО НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОГО
ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА (ВСЕГЕИ)
МИНИСТЕРСТВА ГЕОЛОГИИ

СОВ. СЕКРЕТНО
Экз. № 265

МАТЕРИАЛЫ ПО ЭНДОГЕННОЙ МЕТАЛЛОГЕНИИ СОВЕТСКОГО СОЮЗА

Под редакцией В. И. Серпухова

5741
1949

ГОСУДАРСТВЕННОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ЛИТЕРАТУРЫ
МОСКВА 1953

Институт геологических наук АН Арм. ССР
Библиотека

ОГЛАВЛЕНИЕ

Стр.

Ю. А. Билибин. Общие принципы регионального металлогенического анализа 3
П. К. Григорьев и П. М. Татаринов. Геологическое строение и металлогения Карело-Финской ССР и Кольского полуострова 57
В. Г. Грушевой. Основные черты рудоносности Кавказа в связи с его геологическим строением 83
В. М. Сергиевский. Геологическое строение и металлогения Урала . . 123
Н. К. Морозенко. Общие черты геологического строения, магматизм и минеральные образования Памира 217
Е. Д. Карпова. К металлогении северной части варисского складчатого пояса Тянь-Шаня 244
Ю. А. Арапов. Основные черты истории геологического развития, вулканизма и металлогении Алайской горной системы 272
Т. В. Билибина. К петрохимии и металлогении каледонских интрузий Северного Казахстана 305
А. И. Семенов. Интрузивные комплексы Зайсанской геосинклинали и связь с ними рудных месторождений 328
Г. С. Лабазин. Общие черты геологического строения, магматизм и минеральные образования Западной Сибири 369
В. И. Серпухов. Геологическое строение и металлогения Тувы, Восточного Саяна и Красноярского края 404
Ю. А. Билибин. Основные черты мезозойской эндогенной металлогении Восточного Забайкалья 445
Г. Л. Падалка. О геологическом строении и металлогении Восточного Забайкалья 491
Н. А. Беляевский, М. И. Циксон, Л. И. Красный и С. А. Музылев. Геологическое строение южной части Дальнего Востока как основа его металлогенического районирования 534

Редактор издательства *Н. А. Сергеева*
Техн. редактор *А. С. Борисов* Корректор *А. Г. Покровский*

Сдано в набор 26/IV-1952 г. Подписано к печати 9/III-1953 г. Формат 70 × 108¹/₁₆.
17,5 бум. л. — 47,95 печ. л. + 7 вклеек — 60 уч.-изд. л. Тираж 500 Заказ 0903

Картфабрика Госгеолиздата

Ю. А. Билибин

ОБЩИЕ ПРИНЦИПЫ РЕГИОНАЛЬНОГО МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

ОБЩИЕ ПОЛОЖЕНИЯ

Непосредственной задачей регионального металлогенического анализа является установление геологических закономерностей пространственного распределения минеральных месторождений в пределах анализируемой территории и выявление как всех геологических факторов, контролирующих указанное распределение, так и роли каждого из этих факторов порознь. Производство регионального металлогенического анализа имеет две стороны — сугубо практическую и познавательную. Практическая сторона регионального металлогенического анализа заключается в том, что при посредстве его можно выделить те или иные территории, начиная от крупных регионов и кончая самыми мелкими участками и локальными структурами, наиболее перспективные для поисков тех или иных полезных ископаемых, чем несомненно повышается эффективность поисковых и разведочных работ. Познавательная сторона регионального металлогенического анализа заключается в познании закономерностей распределения минеральных месторождений в пределах анализируемых территорий, а вместе с тем и в познании общих закономерностей распределения и образования минеральных месторождений в земной коре.

Методика производства регионального металлогенического анализа, его общие принципы и те исходные позиции, с точки зрения которых он мог бы быть выполнен, до самого последнего времени оставались совершенно неразработанными, причем некоторыми геологами еще недавно высказывались сомнения относительно возможности решения этой проблемы чисто аналитическим путем. Тот прием, которым обычно подменяли региональный металлогенический анализ, заключался в раздельном изучении минеральных месторождений, интрузивных пород и структур исследуемого региона или района и в кабинетном сопоставлении результатов такого изучения. При этом обычно удавалось установить лишь некоторые геологические закономерности распределения минеральных месторождений на исследованной территории. Эти закономерности, кое-что давая в отношении объяснения уже известного распределения минеральных месторождений, крайне мало давали в отношении дальнейших прогнозов и предсказания новых рудоносных районов, участков, структур. О систематическом же и полном металлогеническом анализе сколько-нибудь значительной территории не могло быть и речи.

Когда перед коллективом работников сектора металлогении ВСЕГЕИ[1] была поставлена задача проанализировать металлогению Советского Союза, разрешение этой задачи встретилось прежде всего с отсутствием методики регионального металлогенического анализа и с полной неясностью тех исходных позиций, с которых этот анализ мог бы быть выполнен. Поэтому вначале приходилось работать ощупью, пытаясь одновременно со сбором и систематизацией фактического материала наметить некоторые общие принципы регионального металлогенического анализа. За основу этой работы были приняты следующие положения, отвечающие общим принципам диалектического материализма и марксистско-ленинской теории познания.

Процессы минерализации, ведущие к возникновению минеральных и, в частности, рудных месторождений, представляют собой одну из сторон *единого и сложного процесса геологического развития земной коры*. В своем историческом развитии они теснейшим образом взаимно связаны с другими сторонами того же процесса, т. е. с осадконакоплением, тектоническими движениями, магматической деятельностью и метаморфизмом. Процессы минерализации могут и должны изучаться лишь в своем историческом развитии и в теснейшей взаимосвязи со всеми другими сторонами процесса геологического развития земной коры. Такое изучение их на основе принципов диалектического материализма и составляет предмет советской металлогении, из которой должны вытекать и общие принципы регионального металлогенического анализа.

В соответствии с двумя основными группами геологических процессов, ведущих к возникновению минеральных месторождений, — с процессами эндогенными и экзогенными — целесообразно разделить металлогеническую науку на два крупных раздела: учение об эндогенной металлогении и учение об экзогенной металлогении. Совершенно естественно, что методы регионального металлогенического анализа в этих двух областях должны быть различны. Так как задача, поставленная перед коллективом исследователей, разрабатывавших тему, относилась главным образом к эндогенной минерализации территории Советского Союза, основное внимание было уделено разработке общих принципов регионального металлогенического анализа именно в этой области. Точно так же и в настоящей статье рассматриваются лишь общие принципы регионального анализа эндогенной минерализации.

Вместе с тем указанный выше коллектив особенно подчеркивает необходимость и актуальность разработки аналогичных общих принципов регионального анализа и для всего комплекса экзогенной минерализации.

Процессы эндогенной минерализации наиболее длительны, интенсивны и разнообразны в пределах подвижных зон земной коры, где благодаря этому сосредоточена подавляющая масса эндогенных минеральных месторождений. На примере изучения этих зон и следует выяснять место и взаимосвязь процессов эндогенной минерализации с общим ходом геологического развития.

С целью выяснения этой взаимосвязи коллектив произвел структурно-металлогеническое районирование территории Советского Союза, охваченной работами Министерства геологии. Вся территория была разбита на ряд крупных регионов, внутри которых были выделены более мелкие структурно-металлогенические районы, сколько-нибудь заметно различающиеся между собой по истории геологического развития и по комплексу эндогенных минеральных месторождений. Для некоторой части (более 30) подобных районов была сделана попытка сгруппировать изве-

[1] В этот коллектив, возглавляемый автором, входят: Ю. А. Арапов, Т. В. Билибина, В. Г. Грушевой, М. И. Иициксон, Е. Д. Карпова, Г. С. Лабазин, Н. К. Морозенко, Г. Л. Падалка, А. И. Семенов, В. М. Сергиевский, В. И. Серпухов и входили также П. К. Григорьев, В. Н. Котляр и П. М. Татаринов.

стные эндогенные минеральные месторождения в естественные природные сообщества, объединенные общностью родоначального магматического очага и рудоконтролирующей структуры, близостью времени формирования и т. д. Такие природные сообщества рудных или минеральных месторождений были названы рудными или минеральными комплексами. Аналогичным образом интрузивные породы каждого района, связанные между собой общностью происхождения из одного родоначального магматического очага, но иногда достаточно различающиеся одна от другой петрографически, были сгруппированы в подобные же природные сообщества или интрузивные комплексы.

Не всегда легкой задачей (особенно на основании одних лишь литературных данных) оказалось установление генетической связи каждого минерального комплекса с тем или иным интрузивным комплексом. Возможно, что в единичных случаях при этом были допущены и ошибки, но имеются веские основания полагать, что в подавляющем большинстве случаев такая связь была установлена правильно. Следующей задачей являлось установление возрастной последовательности минеральных и отвечающих им интрузивных комплексов, что позволяло проследить изменение во времени характера эндогенной минерализации каждого отдельного района. Для удобства эта последовательность была отражена в специальных порайонных таблицах, где было взято на учет свыше 250 минеральных и отвечающих им интрузивных комплексов. Наконец, последней задачей в отношении систематизации фактического материала была корреляция как отдельных этапов, так и общего хода геологического развития каждого района с развитием в нем процессов эндогенной минерализации.

Следует подчеркнуть, что систематизированный и обобщенный таким образом материал по эндогенной минерализации территории Советского Союза относится в основном к подвижным зонам палеозойского и мезокайнозойского возраста. Поэтому, хотя общие принципы регионального металлогенического анализа, основывающиеся на рассмотрении процессов эндогенной минерализации как одной из сторон процесса геологического развития земной коры, приложимы к подвижным зонам любого возраста, излагаемые ниже конкретные выводы о составе рудных и интрузивных комплексов, их связи между собой, их возрастной последовательности, практической значимости и т. д. относятся в основном к послепротерозойским подвижным зонам.

Что касается докембрийских подвижных зон, то как история их геологического развития, так и их эндогенная минерализация изучены на территории Советского Союза еще не достаточно для того, чтобы можно было делать в этом отношении сколько-нибудь обоснованные общие выводы. Попытки сравнения пока разрозненных данных по эндогенной минерализации протерозойских подвижных зон с полученными общими выводами для подвижных зон более молодого возраста указывают на определенные черты сходства между протерозойской и более молодой эндогенной минерализацией при наличии в то же время и существенных отличий. Для архейских подвижных зон черты сходства, естественно, меньше, черты различия больше. Однако недостаточность материала по докембрийской эндогенной минерализации не позволяет в настоящее время судить, какие из этих различий могут быть объяснены глубиной эрозионного среза, какие составляют провинциальную особенность каждого региона и какие объясняются качественными различиями в ходе геологического развития подвижных зон разного возраста. Поэтому при дальнейшем изложении материала будет постоянно предусматриваться, что полученные выводы относятся к послепротерозойской эндогенной минерализации, хотя некоторые из них в известной мере приложимы и к эндогенной минерализации протерозоя. С этими оговорками и будут

изложены те выводы, которые были получены при анализе и сопоставлении между собой порайонных таблиц эндогенной минерализации.

Это сопоставление позволило сделать ряд весьма существенных общих выводов, которые в дальнейшем и были положены в основу регионального металлогенического анализа.

Прежде всего оказалось, что в различных районах встречаются сходные минеральные комплексы, т. е. комплексы, включающие очень близкие между собой ассоциации эндогенных минеральных месторождений, несмотря даже на некоторые различия в геологическом возрасте. Затем оказалось, что аналогичным образом интрузивные комплексы различных районов сходны между собой по ассоциации входящих в них интрузивных пород. Выяснилось, что эти сходные между собой минеральные комплексы связаны в различных районах со сходными же интрузивными комплексами, что говорит о том, что разбивка минеральных месторождений и интрузивных пород на отдельные комплексы и установление генетической связи минеральных комплексов с интрузивными в основном были сделаны правильно. Некоторые подчиненного значения различия как в характере самих минеральных месторождений, так и в составе отвечающих им интрузивных комплексов в одних случаях составляют, по-видимому, провинциальную особенность каждого отдельного региона, а в других — должны быть отнесены за счет различий геологического возраста.

Выяснилось, что различного характера минеральные и отвечающие им интрузивные комплексы сменяют друг друга во времени в некоторой определенной последовательности, более или менее одинаковой в различных регионах. Конкретная последовательность минеральных и интрузивных комплексов в отдельных регионах несколько отклоняется от этой средней схемы последовательности в ту или иную сторону. Обычно эти отклонения состоят в выпадении одних комплексов или в двукратном, реже многократном проявлении других. Несколько реже меняется нормальная последовательность смежных по возрасту минеральных и интрузивных комплексов. Более или менее одинаковая последовательность минеральных и интрузивных комплексов позволила разработать схему нормальной или наиболее обычной последовательности их во времени.

Попытки произвести на основе этой схемы и порайонных таблиц корреляцию отдельных этапов эндогенной минерализации с теми или иными этапами геологического развития соответствующих подвижных зон показали, что сходные этапы эндогенной минерализации отвечают сходным же этапам геологического развития соответствующих подвижных зон. Выяснилось, что схема нормальной возрастной последовательности минеральных и интрузивных комплексов имеет значительно более глубокий смысл и тесно увязана с общим ходом геологического развития соответствующих подвижных зон. Другими словами, она представляет собой не только схему нормального распределения эндогенной минерализации во времени, но и схему распределения ее в ходе геологического развития подвижных зон земной коры. Оказалось возможным на основании этой схемы расчленить процесс эндогенной минерализации подвижных зон, а вместе с тем и процесс их геологического развития, по признаку изменения вещественного состава эндогенной минерализации и интрузивных пород на ряд последовательных этапов, очень хорошо совпадающих с теми этапами, которые могут быть намечены на основе любых других геологических признаков (осадконакопление, тектогенез и др.). Наиболее удобным оказалось разбить процесс геологического развития подвижных зон на ранние, средние и поздние этапы.

Сводная схема нормальной последовательности эндогенных минеральных месторождений в ходе геологического развития подвижных зон земной коры приводится в помещаемой ниже таблице.

Схема распределения

эндогенных минеральных месторождений на разных этапах геологического развития подвижных зон земной коры

(составлена коллективом сотрудников ВСЕГЕИ под общим руководством Ю. А. Билибина)

Этапы развития	Тип минерализации	Магматические породы	Группы месторождений
Поздние	Западноевропейский	Видимая связь с магматическими породами отсутствует	*Телетермальные* 1. Свинец, цинк 2. Медь (тип Джезказгана) 3. Флюорит 4. Барит, витерит 5. Марганец, железо (гематит, сидерит)
		Видимая связь с магматическими породами отсутствует или граниты, аляскиты, щелочные граниты, граносиениты, сиениты (нефелиновые сиениты), (габбро-диабазы) и др.	1. Серебро—кобальт—никель—(висмут)—(медь)—(мышьяк) 2. Серебро—свинец—цинк—(медь) (поздняя группа) 3. Флюорит 4. Барит 5. Гематит, марганец 6. *Сидерит, магнезит*
	Переходная группа		Ртуть, сурьма, мышьяк
		Видимая связь с магматическими породами отсутствует или андезиты, трахиты, липариты	*Близповерхностные* Золото, серебро
		Гранодиорит-порфиры, кварцевые монцонит-порфиры, гранит-порфиры и др.	*Вторичные кварциты* 1. Медь, молибден, золото 2. *Глинозем*
	Восточноазиатский	*Диориты, гранодиориты, сиениты, сиенито-диориты, (габбро-диабазы), (граносиениты) и др.*	*Контактово-метасоматические* 1. Магнетит, (кобальт) 2. Свинец, цинк
		Граниты, гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры, липариты, дациты и другие (малые интрузии)	1. Серебро—свинец—цинк (ранняя группа) 2. Олово (сульфидно-касситеритовая формация)
		Диориты, кварцевые диориты, гранодиориты, лампрофиры, гранит-порфиры, граниты и другие (обычно малые интрузии)	1. Золото, свинец—цинк—медь, мышьяк 2. *Золото, вольфрам (шеелит)*, мышьяк, сурьма 3. *Золото, медь, пирротин* 4. Золото } нередко с турмалином 5. Молибден }
Средние		Кислые калиевые граниты — аляскитовые, лейкократовые, биотитовые, аплитовидные; аплиты; пегматиты; реже нормальные граниты, гранодиориты	*Пегматиты, грейзены* 1. Литий, бериллий, топаз, тантал, ниобий, олово, вольфрам (вольфрамит) 2. Слюда (мусковит) *Гидротермальные* 1. Олово (кварцево-касситеритовая формация) 2. Вольфрам (вольфрамит), молибден, висмут

Этапы развития	Тип минерализации	Магматические породы	Группы месторождений
Средние	Восточноазиатский	Граниты, гранодиориты, кварцевые диориты	*Жильные* 1. Золото, вольфрам (шеелит), мышьяк 2. Молибден 3. (Медь), (свинец—цинк) *Контактово-метасоматические* Вольфрам, (шеелит), молибден
		Кварцевые альбит-порфиры, березиты, кварцевые порфиры, кварцевые диориты, диориты и другие (малые интрузии)	1. Золото, пирит 2. Золото, вольфрам (шеелит), мышьяк 3. Золото, сурьма
Ранние	Переходная группа	Видимая связь с магматическими породами отсутствует	1. Ртуть, сурьма 2. Мышьяк (реальгар, аурипигмент)
		Видимая связь с магматическими породами отсутствует или андезиты, трахиты, липариты	*Близповерхностные* Золото, серебро
		Гранодиорит-порфиры, кварцевые монцонит-порфиры, гранит-порфиры и др.	*Вторичные кварциты* 1. Медь, молибден (золото) 2. Глинозем
	Уральский	Кварцевые альбит-порфиры (габбро-диориты, тоналиты, плагиограниты)?	*Колчеданные залежи* 1. Пирит 2. Медь, пирит, (золото) 3. Свинец, цинк, серебро, золото, (медь), (барит) 4. Барит, (золото) *Жильные* Золото, пирит
		Габбро-диориты, плагиограниты, монцониты, сиениты, граносиениты, щелочные граниты и сиениты, нефелиновые сиениты и др.	*Жильные* 1. Золото, мышьяк, вольфрам (шеелит) 2. Медь, молибден *Контактово-метасоматические* 1. Магнетит, медь, (золото) 2. Мышьяк, кобальт 3. Вольфрам (шеелит), молибден
		Габбро-нориты, анортозиты, габбро-диориты, (диориты), (перидотиты) и др.	1. Титаномагнетит 2. Магнетит, (апатит) 3. Медь—никель 4. Медь (вкрапл.)
		Серпентиниты, перидотиты, пироксениты, дуниты и др.	1. Платина, (платиноиды) 2. Хромит 3. Титаномагнетит 4. Асбест *Гипергенные* 1. Никель 2. Магнезит
		Спилиты, диабазы, порфириты, альбитофиры, кварцевые альбитофиры (эффузивные и интрузивные близповерхностные)	

МАГМАТИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАННИХ ЭТАПОВ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ПОДВИЖНЫХ ЗОН

Ранние этапы развития подвижных зон отвечают периоду наиболее резко выраженного геосинклинального режима с его резко повышенной тектонической подвижностью, частыми изменениями режима осадконакопления в отдельных структурных зонах и интенсивно проявленным «геосинклинальным» вулканизмом. Последнее обстоятельство делает очень существенной (нередко до резкого преобладания) роль вулканогенных (лавовых и туфовых) образований в стратиграфическом разрезе отложений этого периода. Точно так же очень существенна роль генетически с ними тесно связанных яшмовых и кремнистых образований. Среди нормальных осадочных пород обычно очень существенная роль принадлежит известнякам. Среди терригенных отложений, в связи с резкими и частыми изменениями режима осадконакопления, преобладают песчаники и конгломераты, глинистые же отложения играют более подчиненную роль.

Количественно магматические породы этого периода, как эффузивные, так и интрузивные, представлены в разных подвижных зонах очень различно. В таких регионах, как северо-восток Советского Союза, Приморье, Восточное Забайкалье и другие, где в основном представлены средние этапы развития подвижных зон, магматическая деятельность геосинклинального периода проявляется в сильно ослабленной степени: вулканогенные породы, отвечающие этой стадии развития, встречаются далеко не на всей площади этих регионов и составляют лишь ничтожную часть общей мощности стратиграфического разреза. Точно так же интрузии геосинклинального периода или отсутствуют, или представлены очень слабо.

Наоборот, мезо-кайнозойские лавы Малого Кавказа, силурийские, девонские и отчасти нижнекаменноугольные вулканогенные толщи восточного склона Урала, силурийские и девонские вулканогеные толщи Казахстана, кембрийские лавы Тувы и Кузнецкого Ала-Тау, представляющие собой типичные образования геосинклинального периода, распространены на громадных по площади территориях и составляют десятки процентов, а иногда и преобладающую часть мощности стратиграфического разреза. В этих же регионах обильно представлены интрузии геосинклинальной стадии развития. Поэтому изучение магматизма ранних этапов развития подвижных зон должно базироваться на рассмотрении именно этих регионов.

Резко бросающейся в глаза и хорошо известной особенностью лавовых излияний геосинклинального периода является преобладание среди них пород основного и среднего состава — различных по структуре диабазов и порфиритов, обычно претерпевающих в связи с подводным характером излияний зеленокаменное изменение (спилиты). Полевые шпаты в этих породах представлены основными и средними плагиоклазами или вторичным (метасоматическим) альбитом. Непрерывными переходами эти породы связываются с более кислыми членами той же серии — альбитофирами и кварцевыми альбитофирами. Две последние группы пород проявляются в тесном совместном развитии с основными и средними породами. Количественная роль этих пород в разновозрастных вулканогенных толщах и в различных структурных единицах одной и той же геосинклинальной области может колебаться от резкого подчинения породам основного и среднего составов (и даже от полного отсутствия) до заметного преобладания над ними. Тесная ассоциация с последними и наличие постепенных переходов в петрографическом характере и химическом составе убеждают в наличии генетической связи между более кислыми и более основными членами этой серии.

Отличительная особенность кислых членов данной серии — резкое преобладание в них натрия над калием. В значительной мере оно объясняется процессами вторичной альбитизации, но состав интрузивных пород геосинклинальной стадии развития и некоторых эффузивов, избежавших альбитизации, говорит о том, что преобладание натрия над калием (правда, не столь резко выраженное) характерно и для первичного состава кислых пород. Породы дацитового и липаритового состава с нормально высоким содержанием калиевого полевого шпата хотя иногда и встречаются в подобных сериях, но играют в них резко подчиненную роль и не могут считаться сколько-нибудь характерными.

Однако высокое содержание калия не приходится считать противопоказанным для эффузивных пород ранних этапов развития подвижных зон. В ряде районов широкого развития таких эффузивов мы встречаем среди них отдельные горизонты, а иногда и целые толщи эффузивных пород повышенной щелочности (трахиты, трахилипариты и др.), а иногда толщи типичных щелочных (лейцитовых) пород с заметным преобладанием калия над натрием. Сюда относятся ортофировый комплекс верхнелудлоуского возраста на восточном склоне Урала, эффузивы памбакского щелочного комплекса в Закавказье и, может быть, эффузивы ишимского щелочного комплекса в Казахстане.

Правда, в отношении последнего комплекса нет уверенности в том, что его образование относится к геосинклинальной стадии развития. За памбакским же щелочным комплексом и ортофировым комплексом Урала вновь следуют излияния лав, характерных для ранних этапов развития подвижных зон. И если эффузивы памбакского комплекса имеют небольшую мощность и развиты на незначительной площади, то ортофировый комплекс Урала развит на громадной территории и достигает местами мощности 800 *м*. Возникновение эффузивных пород подобного состава в геосинклинальную стадию развития говорит о наличии в ней отдельных, частных этапов развития, когда эволюция магмы шла не в обычную сторону получения дифференциатов, богатых кремнекислотой и натрием, а в сторону получения богатых калием, но бедных кварцем или бескварцевых пород.

Интрузивные породы геосинклинальной стадии развития представлены в общем теми же типами магм, но с добавлением к ним гипербазитовых магм, не представленных среди эффузивных пород. Некоторые из интрузивных проявлений геосинклинального периода бывают отчетливо связаны с эффузивной деятельностью и представляют собой не что иное, как порции тех же самых магм, не достигшие поверхности. Обычно они образуют тела согласного или близкого к согласному типа (интрузивные залежи, уплощенные лакколиты), а иногда дайки, и являются типичными близповерхностными образованиями (например, джусалинский интрузивный комплекс Северного Казахстана). Подобные интрузивные тела встречаются во многих эффузивных толщах, но иногда трудно отличимы от эффузивов, тем более что они обычно дислоцированы вместе с ними.

Гораздо большее значение имеют типичные интрузивные образования, связанные с отдельными фазами складчатости, прерывающими на время, но не прекращающими геосинклинальное развитие. Будучи прямо или косвенно связаны с процессами складчатости, эти интрузии обладают более крупными размерами и достаточно разнообразной формой — от типичных согласных интрузий, которые наиболее характерны для гипербазитов, до интрузий сложной формы с резко секущими контактами. Породы интрузий ранних этапов развития подвижных зон по составу могут быть разбиты на следующие четыре крупные группы:

а) гипербазиты (серпентиниты, перидотиты, дуниты, пироксениты);

б) габбро, габбро-диориты, габбро-диабазы, нориты, анортозиты;

в) диориты, тоналиты, богатые плагиоклазом гранодиориты, плагиограниты (тронджемиты) и

г) сиениты, граносиениты, щелочные граниты и сиениты, а также иногда нефелиновые, псевдолейцитовые и другие сиениты.

Нетрудно видеть что, за исключением пород первой группы, породы остальных групп являются по своему составу полными аналогами эффузивных пород геосинклинального периода. Возрастные, пространственные и генетические взаимоотношения между всеми этими группами пород различны в разных регионах, и это является одной из трудностей, препятствующих более дробному и притом универсальному расчленению ранних этапов развития подвижных зон. Однако некоторые общие черты в распространении, взаимных ассоциациях и возрастной последовательности этих петрографических групп пород могут быть намечены. Ниже прежде всего рассматривается распространение подобных интрузий в пределах тех регионов, где хорошо представлен магматизм ранних этапов развития.

На восточном склоне Урала стадия геосинклинального развития охватывает верхний силур, девон и нижний карбон. Хотя седиментация на этом не прекращается, однако развитие тех процессов складчатости, которые приводят к осушению геосинклинали, и резкое изменение в характере магматической деятельности заставляют относить более поздние эпохи к средним этапам развития Уральской подвижной зоны. Каледонские и варисские этапы развития не разнятся между собой принципиально. Наиболее ранним следует считать каледонский габбро-перидотитовый (платиноносный) интрузивный комплекс, несколько более молодыми — позднекаледонские комплексы плагиогранитов и сиенитов (тагило-кушвинский) с подчиненным развитием пород среднего и отчасти основного состава. Последние комплексы прекрасно подчеркивают две линии эволюции магмы, о которых говорилось выше в применении к эффузивной деятельности. Интрузии девонского периода представлены отчасти гранодиоритами и кварцевыми диоритами (турьинский комплекс), отчасти же породами, приближающимися к сиенитам (граносиениты, сиенито-диориты). В ранневарисское время повторяются сходные интрузивные комплексы, но в менее полном развитии. К ним относится ранневарисский (послевизейский) комплекс ультраосновных и основных интрузий и гумбейско-магнитогорский граносиенитовый комплекс, включающий породы от диоритов до нормальных гранитов при широком участии граносиенитов, сиенитов, щелочных гранитов и сиенитов, а также других пород. Еще более поздние проявления интрузивной деятельности представлены в основном нормальными гранитоидами и относятся уже к средним этапам развития подвижной зоны.

В Северном Казахстане эффузивная деятельность геосинклинального типа интенсивно проявилась в нижнем силуре. С карадокскими эффузивами генетически тесно связаны небольшие близповерхностные интрузии джусалинского комплекса, представленные габбро, габбро-диабазами, лейкократовыми гранодиоритами и плагиогранит-порфирами. С таконской фазой складчатости связаны очень крупные (измеряемые тысячами квадратных километров) интрузии крыккудукского комплекса. В них отчетливо различаются по меньшей мере четыре возрастные фазы: а) габбро-нориты, б) тоналиты, в) богатые плагиоклазом гранодиориты и г) плагиограниты (тронджемиты). Атансорский интрузивный комплекс, представленный сиенито-диоритами, а отчасти сиенитами и шонкинитами, по составу и металлогении близок к тагило-кушвинскому сиенитовому комплексу Урала, однако вопрос о его возрасте недостаточно ясен: не исключена возможность, что его развитие относится к более поздним этапам. Точно так же не вполне ясен возраст ультраосновных интрузий Северного Казахстана (имантавский интрузивный комплекс); скорее всего они относятся к нижнему силуру, т. е. эти интрузии несколько

древнее крыккудукского комплекса. Южнее (в Карагандинском и Майкаинском районах) ультраосновные интрузии развиты достаточно широко и имеют, повидимому, таконский возраст. В общем, в пределах Казахстана каледонские основные интрузии пространственно достаточно резко обособляются от других интрузий геосинклинального периода.

В пределах Алтая полным аналогом каледонского крыккудукского интрузивного комплекса Северного Казахстана является ранневарисский змеиногорский интрузивный комплекс, представленный теми же породами и примерно теми же интрузивными фазами, но с широким развитием малых интрузий кварцевых альбит-порфиров, отсутствующих в крыккудукском комплексе. В Калбинском районе известны ранневарисские же (но, повидимому, несколько более ранние, чем змеиногорский комплекс) ультраосновные интрузии.

Очень широко интрузии геосинклинального периода представлены в пределах Саянского металлогенического пояса, охватывающего Кузнецкий Ала-Тау, восточную часть Алтая, Западный и Восточный Саяны и каледонские структуры Тувы. Наиболее ранними здесь являются средне- или верхнекембрийские (салаирские) ультраосновные интрузии, представленные серпентинитами, пироксенитами и горнблендитами в сопровождении габбро и габбро-диоритов. Они образуют крупный гипербазитовый пояс, протягивающийся примерно на 1600 *км* от Салаира и Кузнецкого Ала-Тау на западе до Джидинского района (Западное Забайкалье) на востоке. Отсутствие на всем этом протяжении отложений верхнего кембрия и резко несогласное залегание на среднекембрийских отложениях нижнесилурийских говорят о том, что интрузии гипербазитов сопровождались значительной складчатостью (салаирской).

Среди интрузий силурийского периода в Кузнецком Ала-Тау, Горной Шории и Туве очень четко намечается интрузивный комплекс, представленный преимущественно габбро, габбро-диоритами, диоритами и плагиогранитами при подчиненном развитии сиенитов, граносиенитов, гранитов и др. В пределах Тувы этот комплекс, носящий название таннуольского, отчетливо прорывает отложения нижнего силура и дает гальку в верхнесилурийских конгломератах. Отсюда его возраст может быть определен как таконский. Плагиограниты иногда образуют крупные интрузивные тела (так называемый маинский гранодиорит в Западном Саяне), но принадлежность таких интрузивных тел к тому же комплексу нельзя считать твердо установленной.

Очень сходны в общих чертах и интрузивные проявления Малого Кавказа. Так, интрузии Сомхетско-Кировабадской зоны представлены породами среднего и кислого состава с заметным преобладанием натрия над калием (*кварцевые диориты, гранодиориты, плагиограниты*), иногда в сопровождении более основных разностей. Ультраосновные интрузии, сопровождаемые основными, сосредоточены в Гокчинской надвиговой зоне. Как и в Казахстане, они пространственно отчетливо обособлены от интрузий иного состава. Гипербазиты Гокчинской зоны имеют верхнеэоценовый возраст, а интрузии Сомхетско-Кировабадской, по одним авторам, верхнеэоценовый, по другим — юрский, нижне- и верхнемеловой.

Нижнемиоценовые интрузии складчатой зоны Армении также представлены диоритами, гранодиоритами и плагиогранитами, а иногда более основными породами, но здесь нередко встречаются монцониты, сиениты и граниты, а также нефелиновые и лейцитовые породы. Особенно типичны в этом отношении памбакский и конгуро-алангезский интрузивные комплексы (памбакский комплекс В. Н. Котляр считает верхнеэоценовым). В конгуро-алангезском комплексе наряду с монцонитами, сиенитами и нефелиновыми сиенитами встречаются генетически тесно с ними связанные калиевые гранитоиды. Малым интрузиям щелочных габброидов, сиенитов и сиенито-диоритов Аджаро-Триалетской зоны приписы-

вается мио-плиоценовый возраст, однако в последнее время появились данные в пользу их более древнего (олигоценового) возраста.

Рассмотренные примеры, охватывающие все области наиболее полного развития интрузивной деятельности ранних этапов развития подвижных зон, показывают, что изменение характера магматической и, в частности, интрузивной деятельности в этот период является достаточно сложным и не вполне одинаковым в разных регионах. В этом отношении могут быть установлены лишь следующие приближенные общие закономерности.

1. Интрузии представлены теми же типами магм, что и эффузии, с добавлением гипербазитовой магмы.

2. Гипербазиты, как правило, являются наиболее ранними интрузивными проявлениями геосинклинальной стадии развитя, будучи связаны с первой крупной фазой складчатости в развитии данной подвижной зоны (Урал, Казахстан, Саянский пояс). Реже они проявляются в связи с одной из более поздних фаз складчатости (Малый Кавказ). Изредка они повторяются в ходе геологического развития подвижной зоны еще раз (ранневарисские гипербазиты Урала), что, повидимому, обусловлено как бы дублированием во времени ранних этапов развития подвижной зоны. В одних регионах они пользуются повсеместным пространственным распространением (кембрийские гипербазиты Саянского пояса), в других, наоборот, приурочены к узко локализованным структурным зонам (Казахстан, Малый Кавказ). Нередко они сопровождаются подчиненным развитием родственных им пород основного и реже среднего или кислого состава (габбро, габбро-диориты, диориты, плагиограниты).

3. Преобладающие интрузии в ранние этапы развития подвижных зон — это тесно связанные между собой генетически интрузии основного, среднего и кислого состава. Обычно они бывают связаны со следующей после гипербазитов крупной фазой складчатости в развитии данной подвижной зоны. В одних случаях наблюдается более ограниченная ассоциация пород, представленная габбро, диоритами, гранодиоритами и плагиогранитами (Казахстан, Алтай), в других случаях к ним присоединяются породы повышенной щелочности и щелочные сиениты, граносиениты, граниты, монцониты, нефелиновые сиениты и другие (Тува, Кузнецкий Ала-Тау, Урал, Кавказ). Комплексы того и другого рода, повидимому, разнятся между собой по своей рудоносности. Количественные соотношения между меланократовыми и лейкократовыми членами подобных комплексов сильно колеблются, причем иногда преобладают меланократовые породы, а в других случаях, наоборот, заметно преобладают лейкократовые. Иногда в состав этих же интрузивных комплексов включают небольшие близповерхностные интрузии кварцевых альбит-порфиров, но их резко отличающаяся глубинность и весьма специфическая рудоносность (колчеданные залежи) дают основание сомневаться в правильности этого отнесения.

4. Нормальные калиевые гранитоиды не дают в этот период самостоятельных интрузивных комплексов, но иногда в подчиненном развитии участвуют в составе комплексов предыдущего типа. Чаще они встречаются в совместном развитии с породами сиенитового, граносиенитового и иного близкого состава.

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАННИХ ЭТАПОВ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ПОДВИЖНЫХ ЗОН

Приведенная выше магматическая характеристика ранних этапов развития подвижных зон земной коры полностью определяет и их металлогеническую физиономию. В рудных месторождениях ранних этапов раз-

вития представлены главным образом те металлы, которые характерны для ультраосновных, основных и средних магм, а также их дифференциатов, как кислых натриевых, так и повышенной щелочности калиевых. Наиболее характерными металлами являются: медь, железо (магнетит, пирит), никель, платина, хром, титан, также золото, молибден, мышьяк, кобальт и в некоторых регионах свинец и цинк (колчеданные залежи). Металлы кислых калиевых магм (олово, висмут и отчасти вольфрам) не характерны.

С интрузиями гипербазитов связаны месторождения хромитов, платины и платиноидов, а также асбеста и гипергенные (кора выветривания) месторождения никеля, а иногда небольшие месторождения магнезита. С пироксенитами бывают связаны месторождения титаномагнетита. Месторождения хромита, хотя и не всегда промышленные, распространены достаточно широко и встречаются во всех рассмотренных регионах. Месторождения платины развиты более локально и встречаются главным образом в связи с каледонским гипербазитовым комплексом восточного склона Урала. Месторождения асбеста занимают по распространенности промежуточное положение (Урал, Тува, Восточный Саян).

Непосредственно с месторождениями основных пород связаны сравнительно немногочисленные месторождения магнетита, титаномагнетитов, апатито-магнетитовых руд, вкрапленных медных руд (Волковское месторождение), вкрапленности и скопления медно-никелевых колчеданов (Джугджур, Кольский полуостров). Однако месторождения последнего типа более характерны для областей щитов и платформ.

Значительно более обычны и широко распространены месторождения, генетически связанные с более кислыми дифференциатами основных магм, как с богатыми натрием и кремнекислотой, так и с существенно калиевыми повышенной кислотности (сиенитового, граносиенитового и прочих составов). Для этой группы месторождений весьма характерна ассоциация магнетита, меди, молибдена и золота, иногда также мышьяка; весьма обычно наличие небольших количеств вольфрама в форме шеелита. Железо и медь являются наиболее постоянными металлами этой ассоциации, молибден и золото иногда выпадают или присутствуют в резко пониженном количестве. Весьма характерны контактово-метасоматические и гидротермальные месторождения, причем последние относятся к очень разнообразным морфологическим типам (жильные, штокверковые, вкрапленные и пр.).

Подобные комплексы месторождений (хотя бы и несколько разновозрастных), возникающих в определенной тектоно-магматической обстановке и генетически связанных с одними и теми же или родственными между собой интрузивными породами, определяются как серия месторождений. Совокупность ведущих (промышленно интересных) металлов каждой данной серии месторождений может быть названа металлогенической ассоциацией. Введение этого понятия может иметь большое практическое значение, так как развитие в регионе отдельных членов данной металлогенической ассоциации позволяет предугадывать возможность нахождения других членов той же ассоциации.

К серии контактово-метасоматических и гидротермальных месторождений ранних этапов развития подвижных зон относятся крупнейшие контактово-метасоматические железорудные месторождения Урала (горы Магнитная, Благодать, Высокая), некоторые месторождения Горной Шории, Тувы [1], сравнительно небольшие магнетитовые месторождения Закавказья (Дашкесан и др.), ряд медных месторождений Урала, золоторудные месторождения Кузнецкого Ала-Тау, мелкие контактово-метасоматические (и отчасти жильные) месторождения шеелита Кузнецкого

[1] Главные железорудные месторождения Горной Шории и Тувы отвечают более поздним этапам развития.

Ала-Тау, Урала, Закавказья, мелкие медно-молибдено-золотые месторождения Северного Казахстана (Чувак и др.) и ряд других.

При достаточно широком развитии этой серии месторождений в пределах Урала, Кузнецкого Ала-Тау и Закавказья роль отдельных членов характерной для нее металлогенической ассоциации подвержена в разных регионах заметным колебаниям. В Кузнецком Ала-Тау резко подчеркнута роль золота, а роль магнетита, меди и молибдена несколько понижена. На восточном склоне Урала особенно выступает роль магнетита и отчасти меди, роль золота средняя, а роль молибдена резко снижена. В Закавказье при средней роли магнетита резко понижена роль золота. Причина этих колебаний не вполне ясна. Основной причиной здесь, повидимому, являются чисто провинциальные особенности отдельных регионов, которые пока не находят своего металлогенического объяснения. Возможно, что некоторое значение имеет та или иная глубина эрозионного среза.

К ранним этапам развития подвижных зон относится и серия колчеданных месторождений, столь характерных для Урала, Закавказья, Рудного Алтая, Салаира, отчасти Центрального Казахстана (Майкаинский район) и менее для Саянского пояса (Маинское месторождение). В металлогеническую ассоциацию этой серии месторождений входят железо (в форме колчеданов), медь, цинк, свинец, золото, серебро и из нерудных минералов барит. В одних регионах наблюдается преимущественное развитие пиритовых, медноколчеданных и медно-цинковых залежей (Урал), в других—главным образом полиметаллических (Рудный Алтай, Салаир), в третьих в одинаковой мере развиты те и другие (Центральный Казахстан, Закавказье).

Генетическая связь с интрузивными породами не всегда может быть установлена, но пространственная связь с эффузивами среднего и кислого состава везде бросается в глаза. Для Урала А. Н. Заварицкий высказывает предположение о наличии генетической связи подобных месторождений с теми эффузивами, в которых они локализованы. Для других районов развития колчеданных месторождений этот взгляд неприложим, так как эти месторождения оказываются более молодыми, чем интрузивные породы и зоны смятия, рассекающие вмещающие эффузивные толщи. Для Закавказья и Рудного Алтая, а некоторыми авторами и для Салаира, наиболее вероятной считается генетическая связь этих месторождений с малыми близповерхностными интрузиями кварцевых альбит-порфиров.

Что касается принадлежности последних к отчетливо более глубинным комплексам габбро-диорит — плагиогранитного состава (Закавказье, змеиногорский комплекс Рудного Алтая, маинский гранодиорит Западного Саяна), то она, как уже отмечалось выше, не только не может считаться доказанной, но и вообще сомнительная. Отметим, что, в отличие от интрузивных комплексов гипербазитового и габбро-плагиогранитного (или габбро-граносиенитового) состава, для комплексов кварцевых альбит-порфиров и сопровождающей их колчеданной минерализации не устанавливается отчетливой связи с крупными фазами складчатости. Скорее они связаны с крупными разрывными дислокациями (Рудный Алтай, Салаир, Урал), проявляющимися между отдельными фазами складчатости.

Таким образом, для ранних этапов развития подвижных зон намечаются четыре серии наиболее характерных месторождений, каждая из которых связана с определенными типами магматических образований:

1. Серия месторождений, генетически связанных с ультраосновными породами, — месторождения платины, хромита, титаномагнетитов, асбеста, гипергенного никеля, магнезита. Хотя в отдельных регионах практическое значение этой серии месторождений достаточно велико

(Урал), однако в целом она значительно уступает другим сериям месторождений ранних этапов развития подвижных зон.

2. Серия месторождений, генетически связанных с основными породами, — месторождения магнетитов, титаномагнетитов, апатито-магнетитовых руд, медно-никелевых колчеданов, вкрапленных медных руд. Практическое значение этой группы месторождений, как и предыдущей, в целом (за исключением отдельных регионов) не очень большое.

3. Серия месторождений (контактово-метасоматических и гидротермальных), генетически связанных с дифференциатами основных магм (средними, кислыми натриевыми и повышенной щелочности калиевыми), — контактово-метасоматические месторождения железа (магнетит) и меди, иногда с молибденитом и шеелитом, гидротермальные месторождения медные, медно-молибденовые, золоторудные, шеелитовые, золото-шеелитовые и др. Эта группа месторождений имеет крупное практическое значение.

4. Серия колчеданных месторождений, генетически связанных с малыми близповерхностными интрузиями кварцевых альбит-порфиров или не обнаруживающих видимой генетической связи с интрузивными породами. Это месторождения меди, пирита, цинка, свинца, золота, серебра, барита. Практическое значение их также очень большое.

Прослеживая развитие каждой из этих серий месторождений в пределах тех регионов, для которых характерна металлогения ранних этапов развития подвижных зон, можно установить характерные для этих регионов провинциальные металлогенические особенности, отличающиеся от таких же особенностей других регионов того же типа. В одних регионах может быть подчеркнута роль одних серий месторождений, а в других — роль иных, что объясняется в каждом отдельном случае особенностями геологического развития каждого данного региона.

С другой стороны, можно вносить известные поправки в установившиеся представления о металлогении этих регионов. Например, на восточном склоне Урала достаточно интенсивно проявляются все четыре серии месторождений. В серии месторождений, связанных с гипербазитами, главную роль играет платина, в серии колчеданных месторождений преобладают серноколчеданные, медноколчеданные и медно-цинковые залежи, а в серии контактово-метасоматических и жильных месторождений — магнетит и медь. В Закавказье снижена роль двух серий месторождений, непосредственно связанных с ультраосновными и основными породами, но выделяются две другие серии месторождений. Основное значение имеют колчеданные месторождения очень различного состава — контактово-метасоматические, магнетитовые и др.

Для Рудного Алтая и Салаира наиболее характерны колчеданные полиметаллические месторождения. Обращает на себя внимание тот факт, что при большом масштабе колчеданного оруденения здесь отсутствуют не только месторождения, генетически связанные с ультраосновными и основными породами, но и серия контактово-метасоматических и жильных месторождений, связанных с их более кислыми дифференциатами. В то же время в обоих этих районах отсутствуют дифференциаты основных магм сиенитового или близкого к нему состава (граносиенитового, сиенито-диоритового и др.). Возможно, что это не случайное совпадение и что эта серия месторождений возникает или достигает наиболее полного развития в связи с теми интрузивными комплексами, в которых имеются также и дифференциаты сиенитового состава (Урал, Закавказье, Кузнецкий Ала-Тау). Следует отметить, что в Северном Казахстане широко развитый крыккудукский интрузивный комплекс, не содержащий дифференциатов сиенитового состава, почти лишен оруденения. Наоборот, значительно менее развитый атансорский комплекс, представленный в основном близкими к сиенитам породами, содержит промышленные магнетитовые месторождения.

В Саянском металлогеническом поясе серия месторождений, генетически связанных с гипербазитами, представлена слабее, чем на Урале, но значительнее, чем в Закавказье. Здесь широко распространены мелкие сегрегации хромитов, совершенно не затронутые разведочными работами. Вполне вероятно обнаружение среди них и более крупных месторождений промышленного значения. Платина и платиноиды дают пока лишь знаки в россыпях, месторождения же асбеста (Ак-Товракское в Туве, Ильчирское в Восточном Саяне) представляют значительный промышленный интерес. К серии месторождений, генетически связанных с основными породами, относится титаномагнетитовое месторождение, находящееся в северо-восточной части Тувы.

Серия контактово-метасоматических и жильных месторождений представлена в пределах Саянского пояса наиболее широко. Вполне вероятно распространение промышленного железного, медного, золотого и, может быть, молибденового оруденения вплоть до восточного окончания Саянского металлогенического пояса (Джидинский район) через районы северо-восточной части Тувы, а также Западного и Восточного Саянов. Обращает на себя внимание ничтожное развитие в пределах Саянского металлогенического пояса колчеданных месторождений (Маинское медноколчеданное месторождение в Западном Саяне) при наличии в то же время благоприятного общего металлогенического фона и интрузий благоприятного состава (плагиограниты). Вполне вероятно, что в метаморфических нижнесилурийских толщах Западного и Восточного Саянов имеется целый пояс колчеданных месторождений, тем более что резко повышенный метаморфизм пород всей этой зоны очень напоминает условия зеленокаменной полосы Урала и зон смятия Рудного Алтая.

Помимо рассмотренных серий и типов месторождений, возникновение которых является специфической особенностью ранних этапов развития подвижных зон, в конце ранних этапов в некоторых металлогенических провинциях проявляется еще своеобразный комплекс близповерхностных месторождений, который в других регионах возникает уже в поздние этапы развития подвижных зон. Сюда относятся следующие три серии месторождений: 1) месторождения «вторичных кварцитов» с минералами глинозема и медью, а иногда с подчиненным содержанием молибдена или золота; 2) близповерхностные («эпитермальные») золотые и серебряные месторождения; 3) близповерхностные низкотемпературные месторождения сурьмы, ртути и мышьяка (реальгар, аурипигмент).

Вторичные кварциты известны у нас в трех регионах: в Казахстане, в Средней Азии и в Закавказье. В двух первых регионах они имеют варисский возраст и совершенно четко относятся к поздним этапам развития соответствующих подвижных зон. В обоих этих регионах они связаны с самостоятельными интрузивными комплексами, включающими гранодиорит-порфиры, гранит-порфиры, кварцевые монцонит-порфиры и др. Характерной металлогенической ассоциацией для этой серии месторождений являются медь, молибден, золото, глинозем. В Закавказье подобные месторождения имеют кайнозойский возраст и относятся к ранним этапам развития подвижной зоны, однако их связь с интрузиями и с другими сериями месторождений здесь менее четкая. В одних случаях они, повидимому, связаны с серией колчеданных месторождений (загликские алуниты), а в других обнаруживают тяготение к сложным интрузивным комплексам габбро-граносиенитового состава (Каджаран, Агарак, Достакерт). В целом их возрастные и генетические взаимоотношения с другими сериями месторождений в пределах Закавказья нельзя считать окончательно установленными.

Серия близповерхностных («эпитермальных») золотых и серебряных месторождений представлена в Советском Союзе лишь двумя месторождениями — Балей и Белая Гора, находящимися в пределах мезозойской подвижной зоны востока СССР. Балейское месторождение отчетливо

5441

Институт Геологических Библиотека

относится к поздним этапам развития этой подвижной зоны, месторождение же Белая Гора правильнее рассматривать не как принадлежащее к самой этой зоне, а как отзвук минерализации внутренней зоны Тихоокеанского пояса (Японские острова), переживающей сейчас ранние этапы своего развития (геосинклинальный период).

Близповерхностные низкотемпературные месторождения сурьмы, ртути и мышьяка достаточно широко развиты в пределах Советского Союза, но в то время как в одних регионах они совершенно бесспорно относятся к поздним этапам развития подвижных зон (Верхоянье, Восточное Забайкалье, Казахстан, Средняя Азия), в других регионах (Закавказье) они должны быть отнесены к концу ранних этапов развития. Видимая связь с интрузивными породами у этих месторождений отсутствует.

Таким образом, все эти три серии месторождений проявляются не только в конце ранних этапов развития подвижных зон, но во многих регионах и в поздние этапы, и не являются поэтому специфическими лишь для ранних этапов развития. Их возрастные взаимоотношения между собой пока не могут считаться твердо установленными.

МАГМАТИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СРЕДНИХ ЭТАПОВ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ПОДВИЖНЫХ ЗОН

Средние этапы развития подвижных зон земной коры характеризуются значительно меньшей мобильностью подвижной зоны, более выдержанным режимом осадконакопления и менее значительным проявлением геосинклинального вулканизма. Наиболее характерными отложениями этого периода являются терригенные толщи с преобладанием в их составе глинистых сланцев. Вулканогенные, лавовые и туфовые образования или отсутствуют, или представлены очень скромно. Наоборот, в конце средних этапов развития подвижных зон заметно возрастает роль наземных вулканогенных толщ. Фазы складчатости этого периода ведут к замыканию геосинклинали и смене геосинклинального режима осадконакопления лагунным, наземно-пресноводным или чисто континентальным.

Интрузии этого периода представлены серией пород от кварцевых диоритов (присутствуют не всегда) через нормальные гранодиориты и граниты до кислых и ультракислых калиевых гранитов. Граниты с преобладанием натрия над калием хотя иногда и встречаются, но вообще очень не характерны и в целом играют резко подчиненную роль. Точно так же не характерны и отклонения в сторону сиенитов (граносиениты, кварцевые сиениты, сиениты, сиенито-диориты) и щелочных гранитов. Преобладающим типом интрузий являются батолиты, однако малые интрузии (дайки и штоки) нередко образуют самостоятельные интрузивные комплексы, предшествуя батолитовым интрузиям, следуя за ними или перемежаясь с ними.

На восточном склоне Урала интрузии калиевых гранитоидов средних этапов развития подвижной зоны следуют за ранневарисским гипербазитовым и гумбейско-магнитогорским граносиенитовым интрузивными комплексами. Они слагают большое количество крупных интрузивных тел в пределах восточной зоны восточного склона Урала и отчетливо распадаются на три возрастные фазы: гранодиориты, нормальные граниты и лейкократовые (аляскитовые) граниты. Для них устанавливаются в целом посленижнекарбоновый возраст и относительная последовательность отдельных интрузивных фаз. Верхний предел возраста их, в связи с почти полным отсутствием здесь более молодых отложений, не известен.

В Северном Казахстане, геологическое развитие которого как подвижной зоны и, в частности, интрузивная деятельность, в отличие от Урала, заканчиваются в основном в каледонское время, интрузии средних этапов развития представлены калиевыми гранитоидами боровского интрузивного комплекса, рвущими верхний силур и трансгрессивно перекрываемыми нижним карбоном (девон в районе их развития отсутствует). В отличе от натриевых гранитоидов таконского крыккудукского комплекса боровские гранитоиды представлены нормальными калиевыми разностями, изменяющимися по составу от гранодиоритов через нормальные граниты до аляскитов.

Исключительно четко калиевые гранитоиды средних этапов развития представлены в Калба-Нарымском районе, где, в отличие от среднекарбонового змеиногорского интрузивного комплекса, они имеют пермский возраст и по времени своего образования как раз отвечают периоду окончательного осушения Зайсанской геосинклинали. Весьма характерно, что прорываемые этими гранитоидами отложения Зайсанской геосинклинали представлены мощной толщей терригенных отложений с преобладанием среди них глинистых сланцев.

В то же время в некоторых регионах с широко развитыми интрузиями ранних этапов развития подвижных зон самостоятельных комплексов типичных калиевых гранитоидов не встречается. К числу таких регионов должно быть отнесено прежде всего Закавказье. Здесь хотя калиевые гранитоиды встречаются, но они не образуют самостоятельных интрузивных комплексов, а входят в состав комплексов сложного состава, где они генетически и пространственно тесно связаны с породами основного, среднего или щелочного состава. Наиболее широко калиевые гранитоиды представлены в составе памбакского и конгуро-алангезского интрузивных комплексов повышенной щелочности. Отсутствие в пределах Закавказья самостоятельных комплексов типичных калиевых гранитоидов, повидимому, необходимо объяснить тем, что подвижная зона Закавказья только что закончила ранние этапы своего развития и еще не вступила в средние этапы, для которых характерны комплексы калиевых гранитоидов.

В Кузнецком Ала-Тау калиевые гранитоиды довольно широко представлены в составе позднекаледонского (тыгертышского, порожинского) интрузивного комплекса и значительно слабее в составе раннекаледонского, но они здесь тесным образом ассоциированы с диоритами, плагиогранитами и сиенитами. Поэтому комплексы обоих этих возрастов не являются типичными гранитоидными комплексами средних этапов развития подвижных зон, но, подобно гумбейско-магнитогорскому интрузивному комплексу Урала (с которым они очень близки как по петрографическому составу пород, так и по характеру металлогении), должны быть отнесены к ранним этапам развития. Таким образом, наиболее типичные интрузии средних этапов развития здесь как бы выпадают. Это, повидимому, тесным образом увязывается с отсутствием в пределах Кузнецкого Ала-Тау силурийского осадконакопления.

Несколько южнее в пределах того же Саянского металлогенического пояса в северо-западной части Тувы, где достаточно широко развиты мощные, в основном терригенные толщи как нижнего, так и верхнего силура, известны проявления типичных калиевых гранитоидов средних этапов развития (сютхольский интрузивный комплекс) позднекаледонского возраста, но пока неясно, насколько широким распространением они пользуются.

Чрезвычайно широко комплексы калиевых гранитоидов средних этапов развития представлены в тех регионах, где очень слабо развита магматическая деятельность (как эффузивная, так и интрузивная) ранних этапов. К таким регионам относятся северо-восток Советского Союза, Восточное Забайкалье, Приморье. Мезозойское осадконакопление охватывает здесь значительную часть юры, триас, а в пределах северо-востока

также и пермь, и представлено в основном терригенными толщами с заметным преобладанием среди них глинистых сланцев (верхоянский комплекс). Это наиболее обширная как по площади, так и по мощности терригенных толщ область их развития в пределах Советского Союза. В отличие от ранее рассмотренных регионов здесь в очень ослабленной степени представлена магматическая деятельность периода осадконакопления.

Конец юры — начало мела характеризуются здесь прекращением геосинклинального осадконакопления (однако, значительно отличающегося от осадконакопления ранних этапов развития подвижных зон) и превращением геосинклинали в складчатый пояс. Уже со второй половины средней юры замечается сильное оживление магматической деятельности, выражающееся в появлении местами довольно мощных вулканогенных толщ порфирит-дацит-липаритового состава, чередующихся с многократными интрузиями калиевых гранитоидов и дающих крупные по размерам и широко развитые пространственно интрузивные тела. Отмечаются гранитоидные интрузии предверхнеюрского, преднижнемелового, предверхнемелового (австрийского) и верхнемелового (ларамийского) возраста, различно в количественном отношении развитые в отдельных участках региона.

Нередко гранитоиды сопровождаются свитами разнообразных дайковых пород. Для отдельных участков региона характерно развитие мощных свит дайковых пород, более ранних, чем гранитоидные батолиты (северо-восток Советского Союза, некоторые участки Восточного Забайкалья). Породы этих даек (и иногда штоков) колеблются по составу от кварцевых диорит-порфиритов до гранит-порфиров, но обычно очень сильно изменены процессами гидротермального автометаморфизма (березитизация, альбитизация, карбонатизация, серицитизация и др.). Эти дайки и штоки играют заметную роль в металлогении тех районов, где они встречаются. Развитые же в Восточном Забайкалье гранитоидные интрузии относятся к более позднему возрасту, чем батолиты, и являются по своему характеру переходными от батолитовых интрузий к трещинным. Они также играют существенную роль в металлогении региона.

По мере консолидации складчатого пояса роль батолитовых интрузий калиевых гранитоидов постепенно снижается и основное значение начинают иметь малые (трещинные, гипабиссальные) интрузии, наиболее характерные для поздних этапов развития подвижных зон.

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СРЕДНИХ ЭТАПОВ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ПОДВИЖНЫХ ЗОН

Для калиевых гранитоидов средних этапов развития подвижных зон характерен целый комплекс минеральных месторождений, значительно отличающийся в целом от минерального комплекса ранних этапов развития. Среди этих месторождений прежде всего следует отметить пегматитовые месторождения, наиболее характерные именно для калиевых гранитоидов и содержащие ряд промышленно-ценных металлов и минералов (мусковит, касситерит, минералы лития и др.). Еще больше промышленное значение гидротермальных, в особенности жильных, месторождений, связанных с калиевыми гранитоидами. Контактово-метасоматические месторождения играют подчиненную роль.

В пределах восточного склона Урала с более ранними (менее кислыми) фазами варисских интрузий калиевых гранитоидов связано в основном золотое оруденение (Кочкарь и др.), отчасти также медное, мышьяковое, вольфрамовое (шеелит). Значительно меньше значение полиметаллов, сурьмы, ртути, которые для калиевых гранитоидов вообще не характерны. Дайки гранитоидного состава, подвергшиеся интенсивным

автометаморфическим изменениям («березиты»), с которыми связано крупнейшее золоторудное месторождение Урала — Березовское, в самое последнее время стали рассматривать не как дайковую свиту батолитов, но как самостоятельную дайковую формацию, возникшую либо перед образованием батолитовых интрузий, либо между отдельными его фазами, но в отличной от них тектонической обстановке. Эта дайковая свита прослежена сейчас примерно на 300 км. С наиболее кислыми варисскими гранитоидами связано вольфрамитовое оруденение при подчиненной роли молибдена и висмута (Шилово-Коневская и другие интрузии).

В Северном Казахстане калиевые гранитоиды позднекаледонского боровского интрузивного комплекса не несут существенного оруденения, если не считать убогих золотоносных россыпей в соседстве с Боровским интрузивом. В Калба-Нарымском районе с калиевыми гранитоидами связано четко выраженное оловянно-вольфрамовое оруденение. В пределах Горного Алтая и Центрального Казахстана с такими же гранитоидами связано примерно того же возраста молибдено-вольфрамовое оруденение, при почти полном отсутствии олова. Подчиненную роль в этих районах играет медное оруденение, связанное с теми же гранитоидами (Баян-Аульский интрузив и др.).

Своеобразную провинцию развития калиевых гранитоидов представляет собой Средняя Азия, где месторождения, связанные с более ранними, менее кислыми фазами этих интрузий, представлены главным образом скарновым типом. Наиболее существенное значение в этих месторождениях имеют шеелит и молибденит (Лянгар, Ингичка, Койташ, Кара-Тюбе и др.), изредка золото (Кумбель) и даже олово. В единичных месторождениях ведущая роль принадлежит кобальту и мышьяку (Ак-Джилга, Чалкуйрюк). Наряду со скарновыми месторождениями здесь встречаются и обычные жильные месторождения с касситеритом и вольфрамитом (Саргардон и др.), генетически связанные с более кислыми фазами интрузий калиевых гранитоидов, вообще довольно скудно представленными в Средней Азии.

В Кузнецком Ала-Тау, как уже отмечалось, развитие калиевых гранитоидов не носит самостоятельного характера. С позднекаледонским интрузивным комплексом, в составе которого они представлены наиболее широко, генетически связаны гидротермальные медные месторождения (Балыксинское) и главным образом скарновые месторождения меди, шеелита, молибденита, магнетита. Таким образом, металлогения этого комплекса достаточно близка к металлогении ранних этапов развития подвижных зон и довольно схожа с металлогенией гумбейско-магнитогорского комплекса Урала. Однако, как уже упоминалось, в северо-западной части Тувы известны типичные калиевые гранитоиды позднекаледонского возраста (сютхольский комплекс). С ними связаны кварцево-вольфрамитовые жилы. Пока это только единичная находка, но обнаружение в северо-восточной части Тувы вольфрамита и касситерита в шлихах позволяет надеяться, что калиевые гранитоиды средних этапов развития с сопровождающим их вольфрамитовым оруденением обладают значительно бо́льшим распространением в пределах Саянского металлогенического пояса, в северной части Тувы.

Наиболее широко металлогения средних этапов развития подвижных зон, естественно, представлена в тех регионах, где имеется большое количество отвечающих им интрузий калиевых гранитоидов, т. е. в пределах северо-востока Советского Союза, Восточного Забайкалья и Приморья. Как и для восточного склона Урала, здесь намечается несколько возрастных групп месторождений. Более ранние и менее кислые порции гранитоидов несут золотое оруденение. Некоторые золоторудные месторождения связаны, вероятно, с самими гранитоидными батолитами, но значительная часть их обусловлена развитием тех мощных добатолито-

вых свит даек, о которых говорилось выше (Колыма, Верхне-Ононский район Восточного Забайкалья и др.). В этих последних месторождениях золото обычно встречается в ассоциации с пиритом, арсенопиритом, шеелитом, иногда антимонитом.

С более поздними и более кислыми порциями гранитоидов связано мощное оловянно-вольфрамовое оруденение кварцево-касситеритовой и кварцево-вольфрамитовой формаций, иногда в сопровождении подчиненного молибденового или висмутового оруденения. Месторождения сульфидно-касситеритовой формации обычно образовались несколько позднее и генетически связаны с менее кислыми и меньшими по размерам гранитоидными интрузиями преимущественно трещинного типа, образование которых по тектонической обстановке проявления правильнее относить уже к поздним этапам развития подвижных зон. То же самое следует сказать про золотые и молибденовые месторождения золото-молибденового пояса Восточного Забайкалья. Помимо наиболее характерных месторождений золота, олова, вольфрама, молибдена и висмута, в отдельных участках этого региона с калиевыми гранитоидами связаны также полиметаллическое, кобальтовое и другое оруденение, обычно более позднее, чем оловянно-вольфрамовое. В некоторых случаях это оруденение отчетливо связано с самостоятельными малыми интрузиями и правильнее его относить к поздним этапам развития подвижной зоны.

Таким образом, для калиевых гранитоидов средних этапов развития подвижных зон наиболее устойчивым является, пожалуй, вольфрамитовое оруденение. В тех регионах, где широко представлен магматизм ранних этапов развития, вольфрамитовое оруденение не сопровождается оловянным и встречается или в самостоятельном развитии (Урал, северо-западная часть Тувы), или совместно с молибденовым оруденением (Горный Алтай, Центральный Казахстан). В районах ослабленного магматизма ранних этапов развития (Калба, Дальний Восток) вольфрамитовое оруденение проявляется совместно с оловянным, которое играет уже доминирующую роль. В регионах со специфически скарновым характером оруденения средних этапов развития (Средняя Азия, отчасти Большой Кавказ) вольфрамитовое оруденение сменяется шеелитовым. Помимо вольфрама, олова и молибдена, в средние этапы развития во многих регионах проявляется мощное золотое оруденение (Урал, Дальний Восток и др.), в других же районах (Калба) оно отсутствует, проявляясь уже в поздние этапы развития. Небольшие концентрации висмута нередко сопровождают оловянно-вольфрамовое и вольфрамо-молибденовое оруденение и в еще меньших количествах иногда также золотое. Месторождения всех других металлов (медь, цинк, свинец, кобальт, сурьма и др.) проявляются в связи с калиевыми гранитоидами средних этапов развития подвижных зон лишь спорадически, в определенных регионах, составляя отличительную «провинциальную» особенность каждого из них.

Таким образом, для средних этапов развития подвижных зон в целом характерна металлогеническая ассоциация золото—молибден (висмут)—вольфрам—олово. В этом ряду интересна та последовательность, в которой здесь расположены эти металлы. Золото и молибден характерны для средних и в несколько меньшей степени для ранних этапов развития подвижных зон. Небольшие количества вольфрама в форме шеелита, равно как и небольшие количества висмута, в составе золоторудных месторождений (Кузнецкий Ала-Тау) весьма обычны в ранних этапах развития. В районах широкого развития магматизма и металлогении ранних этапов развития (Урал, Тува) в связи с калиевыми гранитоидами средних его этапов часто проявляется вольфрамит, но не олово, которое тяготеет к регионам ослабленного проявления магматизма и металлогении ранних этапов. Таким образом, олово является наиболее специфическим металлом средних этапов развития; золото и молибден

характерны не только для средних, но частично и для ранних этапов; вольфрам и висмут занимают промежуточное положение, отчетливо, однако, тяготея к средним этапам развития.

Определенная закономерность наблюдается и во взаимных ассоциациях этих металлов в составе одних и тех же месторождений. Золото и молибден нередко образуют комплексные месторождения (золото-молибденовый пояс Восточного Забайкалья), висмут и вольфрам в форме шеелита представляют собой обычную примесь в золоторудных месторождениях, но чаще лишь минералогического порядка. Золото-вольфрамитовые месторождения встречаются весьма редко (Ново-Кузеевское месторождение в южной части Енисейского кряжа), а золото-оловянные практически отсутствуют, если не считать ничтожной примеси золота в некоторых оловорудных месторождениях.

Молибден встречается в составе одних и тех же месторождений, с одной стороны, с золотом, а с другой стороны, с вольфрамом и висмутом, однако ассоциация его с оловом наблюдается значительно реже, особенно если говорить о промышленных концентрациях. Наконец, вольфрам, часто ассоциируя, с одной стороны, с висмутом и молибденом и, с другой стороны, с оловом, много реже дает комплексные месторождения с золотом, особенно в форме вольфрамита.

МАГМАТИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОЗДНИХ ЭТАПОВ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ПОДВИЖНЫХ ЗОН

Поздние этапы развития подвижных зон земной коры отвечают стадии развития возникшего из геосинклинали складчатого пояса, постепенной его консолидации, уменьшению роли складчатых дислокаций и, наоборот, усилению роли разрывных дислокаций до момента окончательной консолидации складчатого пояса, когда единственным типом тектонических движений в нем остаются колебательные движения. Совершенно естественно, что невозможно провести сколько-нибудь резкую грань между средними и поздними этапами развития, так как, с одной стороны, они связаны непрерывным переходом, а с другой стороны, на фоне общей консолидации складчатого пояса и усиления роли разрывных дислокаций могут проявляться отдельные (правда, постепенно ослабевающие) фазы складчатости, как бы намечающие некоторый временный возврат к условиям средних этапов развития.

В связи с уменьшением роли складчатых дислокаций и усилением значения разрывных дислокаций в поздние этапы развития подвижных зон соответственным образом меняются форма и размеры интрузивных тел. Батолиты перестают быть наиболее характерной формой интрузивных тел, и, наоборот, резко возрастает роль всякого рода малых интрузий. Путями перемещения магмы с глубины в этот период служат в основном существующие и вновь возникающие в земной коре трещины и как линейно вытянутые, так во многих случаях и кольцевые разломы. Иногда в этих же полостях магма размещается, образуя линейно вытянутые или кольцевые дайки. В других случаях размещение магмы происходит путем вклинивания ее вдоль тех или иных структурных поверхностей — плоскостей напластования, границ тектонических комплексов, контактов крупных интрузивных масс и т. д. Во многих случаях полости для размещения магмы возникают в результате оседания блоков, оконтуренных или кольцевыми разломами, или группами линейно вытянутых разломов. Наконец, в некоторых случаях магма размещается в трубках и жерловинах взрыва, обычно располагающихся на тех или иных разломах.

Во всех этих случаях возникают так называемые малые или трещинные интрузии, часто совершенно не связанные с батолитами. К тому же они обычно имеют резко отличную от батолитов глубинность, будучи типичными образованиями малых глубин или даже близповерхностными образованиями. Малые интрузии возникают, конечно, и на более ранних этапах развития подвижных зон (например, добатолитовые дайковые свиты средних этапов развития), но там они играют подчиненную по сравнению с батолитами роль. В поздние же этапы развития они становятся наиболее характерным типом интрузий. Почти полное, а иногда и полное прекращение процессов осадконакопления с момента превращения геосинклинали в складчатый пояс является очень сильной помехой на пути к возрастному расчленению батолитов (и сопровождающих их даек и штоков) от следующих за ними самостоятельных малых интрузий поздних этапов развития. Благодаря этому очень нередко самостоятельные малые интрузии неправильно рассматриваются как генетически связанные с батолитами. Постепенность смены складчатых дислокаций разрывными создает благоприятные условия для возникновения интрузивных тел, переходных от батолитов к малым интрузиям, которые можно наблюдать в некоторых регионах (северо-восток Советского Союза).

Состав магмы, образующей малые интрузии поздних этапов развития, может быть исключительно разнообразным. В более ранних малых интрузиях нередко представлены нормальные гранитоидные магмы, изменяющиеся по составу от гранитов через гранодиориты до кварцевых диоритов. Малые интрузии диоритов и кварцевых диоритов нередко слагают четко обособленные интрузивные комплексы. Наряду с нормальными гранитоидами иногда встречаются комплексы щелочных гранитоидов, в которых содержатся щелочные цветные компоненты (эгирин, рибекит, арфведсонит и др.). Среди малых интрузий поздних этапов развития также нередко встречаются граносиениты, сиениты и сиенито-диориты. Иногда в этих интрузиях появляются еще более щелочные породы типа нефелиновых сиенитов, псевдолейцитовых пород, тешенитов и пр. Малые интрузии диабазов, габбро-диабазов и габбро весьма обычны для поздних этапов развития большинства подвижных зон. Иногда они представляют собой последние проявления магматической деятельности в ходе тектоно-магматического развития подвижных зон. В некоторых регионах (северо-восток Советского Союза, Приморье) они сопровождаются тесно с ними связанными генетически и пространственно аляскитовыми или щелочными гранитами, нередко с микропегматитовой структурой.

Установить какую-либо определенную общую последовательность в изменении состава малых интрузий поздних этапов развития подвижных зон крайне затруднительно, так как их расчленению и изучению до сего времени уделяется слишком мало внимания. Кроме того, в различных регионах встречаются разные комплексы малых интрузий. Однако можно заметить, что изменение состава магмы в ходе тектоно-магматического развития подвижных зон в поздние его этапы объясняется двоякого рода тенденциями. Одна тенденция проявляется в постепенном повышении основности магмы, благодаря чему гранитоиды нормального состава сменяются комплексами диоритовых, а позднее диабазовых и габбро-диабазовых интрузий. Другая тенденция заключается в появлении на более поздних стадиях развития магм повышенной щелочности или щелочных, благодаря чему нормальные гранитоиды сменяются щелочными гранитоидами или же породами состава граносиенитов, сиенитов, иногда нефелиновых сиенитов и др. Иногда эти две тенденции проявляются совместно и в заключительные стадии развития появляются магмы тешенитового состава (северо-восток Советского Союза).

Состав магм в эффузивных проявлениях поздних этапов развития подвижных зон в общем подчиняется той же закономерности, какая

наблюдается в ранние, а также в средние этапы развития, т. е. он не отличается существенно от состава магм в интрузивных проявлениях. В первой половине поздних этапов развития подвижных зон встречаются преимущественно андезит-дацит-липаритовые комплексы. Позднее они сменяются андезито-базальтовыми, базальтовыми и трахибазальтовыми комплексами, которые иногда содержат и более кислые дифференциаты типа трахитов, трахилипаритов, комендитов и др. Особенно полно вся последовательность эффузивных магм прослеживается в пределах северо-востока Советского Союза, где вся эволюция магм в мезо-кайнозойское время совершалась более постепенно, чем в других регионах Союза.

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОЗДНИХ ЭТАПОВ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ПОДВИЖНЫХ ЗОН

Установление точной металлогенической характеристики поздних этапов развития подвижных зон затрудняется тем обстоятельством, что малые интрузии этого периода и связанное с ними оруденение, по почину Эммонса, в течение длительного периода было принято рассматривать как производные или дайковую свиту гранитоидных батолитов. В то же время установлено, что малые интрузии поздних этапов развития в большинстве случаев являются самостоятельными и как они, так и связанное с ними оруденение возникают в совершенно иной тектонической обстановке, чем та, с которой связано возникновение батолитов. Кроме того, оруденение поздних этапов развития нередко проявляется вне видимой связи с интрузивными породами, и тогда, опять-таки на основе представлений Эммонса, часто считалось, что это оруденение связано с залегающими на глубине, еще не вскрытыми гранитоидными батолитами, такими же, как уже вскрытые батолиты в ближайших районах. Хотя в настоящее время воззрения Эммонса отвергнуты советской металлогенической наукой, отзвуки их нельзя считать окончательно изжитыми в сознании советских геологов, занимающихся вопросами металлогении. Кроме того, воззрения Эммонса нашли свое отражение в трактовке фактического материала в нашей геологической литературе того периода, когда эти воззрения пользовались у нас довольно широким признанием.

Сохранению подобных представлений отчасти способствовало одно обстоятельство, которое было отмечено выше лишь вскользь, — это во многих случаях резко различная длительность отдельных этапов развития подвижных зон. Ранние этапы с их типичным геосинклинальным режимом и широким развитием геосинклинального вулканизма обычно охватывают несколько геологических периодов, причем в это время тектоническая обстановка и характер магматических проявлений и связанной с ними минерализации в целом сравнительно устойчивы. В частности вещественный состав интрузивных пород и минерализации колеблется в пределах тех групп, которые были охарактеризованы выше, иногда неоднократно повторяясь во времени. Длительность средних этапов развития обычно невелика в тех регионах, где достаточно широко и полно представлены ранние этапы развития (Урал, Казахстан, Саянский пояс), и значительно больше там, где ранние этапы развития выражены слабо (северо-восток Советского Союза, Восточное Забайкалье, Приморье), причем она охватывает здесь несколько геологических периодов. Тектоническая обстановка и режим осадконакопления, характер магматизма и минерализации в этот период также являются довольно выдержанными. Осадконакопление характеризуется развитием терригенных толщ; магмы в основном гранитоидные, то менее, то более кислые (от кварцевых диоритов до гранитов); оруденение в общем колеблется от золотого через молибденовое и вольфрамовое до оловянного.

Длительность поздних этапов развития подвижных зон бывает очень различной, чаще всего она небольшая. Однако необходимо еще раз под-

черкнуть, что прекращение процессов осадконакопления крайне затрудняет точное определение длительности поздних этапов развития, и, повидимому, во многих случаях она в действительности более значительна, чем принимается. В этот период совершается громадная эволюция тектонической обстановки (от наиболее мощных проявлений складчатости средних этапов развития до полной консолидации складчатого пояса), магматизма и металлогении. Совершенно естественно, что в поздние этапы развития эта эволюция является наиболее быстрой. Поэтому иногда типичное оруденение поздних этапов развития не слишком резко разнится по возрасту от гранитоидных батолитов средних его этапов (например, верхнепермское оруденение поздних этапов при нижнепермском возрасте гранитоидных батолитов средних этапов). Такая незначительная разница в возрасте нередко является причиной утверждения (и, конечно, совершенно неправильного) генетической связи этого оруденения с гранитоидными батолитами.

Ввиду изложенного металлогеническая характеристика поздних этапов развития не может считаться исчерпывающей и окончательно установленной, так как далеко не всегда (особенно на основании одних литературных данных) возможно разделить оруденение поздних этапов развития, связанное с малыми интрузиями или не имеющее видимой связи с интрузивными породами, от оруденения средних этапов развития, связанного с батолитами или их дайковой свитой. Однако в даваемой ниже характеристике основные черты оруденения поздних этапов развития отражены безусловно правильно.

В областях широкого развития калиевых гранитоидов и связанного с ними оловянно-вольфрамового оруденения нередко в поздние этапы развития подвижной зоны проявляются малые интрузии гранитоидных магм, дающие граниты, гранодиориты, гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры, дациты, липариты и др. Часто эти интрузии отчетливо связаны с разрывными дислокациями, в некоторых случаях располагающимися несогласно с общей ориентировкой складчатых структур. С этими интрузиями также бывает связано оловянное оруденение, однако в большинстве случаев не кварцево-касситеритовой, а сульфидно-касситеритовой формации. Очень нередко эти малые оловоносные интрузии проявляются позже, чем толщи кислых эффузивов, следующие за гранитоидными батолитами (Восточное Забайкалье, Приморье, северо-восток Советского Союза). В тех регионах, где оловянное оруденение в средние этапы развития подвижной зоны не проявилось (Урал, Кузнецкий Ала-Тау и др.) или проявилось не интенсивно (Калба), малые оловоносные интрузии поздних этапов развития отсутствуют.

В очень многих регионах в связи с малыми послебатолитовыми интрузиями умеренно кислых пород (гранитов, гранодиоритов, сиенито-диоритов и др.) или вне видимой связи с интрузивными породами проявляется свинцово-цинковое оруденение. В отличие от свинцово-цинковых месторождений ранних этапов развития подвижных зон, где месторождения типа колчеданных залежей резко преобладают над сопровождающими их иногда жильными месторождениями, для поздних этапов развития более характерны месторождения жильные, контактово-метасоматические или месторождения замещения в известняках. Очень характерно различное отношение свинцово-цинковых месторождений ранних и поздних этапов развития к замещению вмещающих их пород: колчеданные залежи ранних этапов развития образуются путем замещения силикатных пород, главным образом средних и кислых лав и их туфов, но обычно инертны по отношению к известнякам. Наоборот, свинцово-цинковые месторождения поздних этапов развития часто представляют собой месторождения замещения (или иногда контактово-метасоматические) в известняках, но совершенно инертны по отношению к силикатным породам, в которых они обычно представлены жильными месторождениями.

К числу свинцово-цинковых месторождений поздних этапов развития могут быть отнесены месторождения Южного Приморья, Восточного Забайкалья, Средней Азии и др. Как характерную деталь можно отметить то, что нередко в этих же районах бывают развиты близкие по возрасту контактово-метасоматические месторождения железа (магнетит, гематит) обычно не очень крупного промышленного значения. В одних случаях эти месторождения, повидимому, одновозрастны с свинцово-цинковыми и связаны с теми же интрузивными комплексами (Приморье, Средняя Азия), в других — они, будучи довольно близки по возрасту, связаны с иными интрузивными комплексами (Восточное Забайкалье). К этой же группе поздних контактово-метасоматических железорудных месторождений могут быть отнесены главные месторождения Горной Шории, Тувы и Саякское месторождение в Прибалхашье, а также, возможно, месторождения атансорского комплекса в Северном Казахстане. Вся эта группа месторождений, как свинцово-цинковых, так и железорудных, по своему вещественному составу заметно отличается от месторождений, характерных для средних этапов развития подвижных зон, и больше приближается к месторождениям ранних этапов.

Однако, с другой стороны, эта же группа свинцово-цинковых месторождений во многих случаях обнаруживает тесную связь и даже взаимные переходы с группой месторождений сульфидно-касситеритовой формации. В этой переходной группе встречаются оловянные месторождения с повышенным содержанием сульфидов свинца и цинка (Хапчеранга, Шерловая Гора и др.), комплексные оловянно-свинцово-цинковые месторождения (Приморье) и, наконец, свинцово-цинковые месторождения с обычной, иногда довольно существенной примесью касситерита (Восточное Забайкалье) и изредка шеелита или вольфрамита. Таким образом, эта группа месторождений во многих случаях обнаруживает в своем вещественном составе и черты минерализации средних этапов развития. Вне пределов Советского Союза свинцово-цинковые месторождения поздних этапов развития особенно широко представлены в пределах Западной и Центральной Европы. Металлогеническая характеристика этих последних месторождений будет дана ниже.

Малые послебатолитовые интрузии диоритовых пород (иногда сопровождаемые их более кислыми диференциатами вплоть до гранитного состава) представляют собой очень характерный комплекс, с которым часто бывает связано довольно интенсивное золотое оруденение. По минеральным ассоциациям (золото, пирит, арсенопирит, шеелит, иногда антимонит) это оруденение стоит очень близко к золотому оруденению, связанному со свитами добатолитовых даек. К месторождениям этого типа относятся золотые месторождения Северного Казахстана (каледонского возраста), Калбы (варисского возраста), некоторых участков Прибайкалья (относящиеся по возрасту к протерозою), многих районов Приамурья и Приморья (палеозойского и мезозойского возраста). Во всех этих районах данное оруденение и малые диоритовые интрузии, с которыми оно пространственно и генетически связано, моложе по возрасту, чем батолиты калиевых гранитоидов средних этапов развития, но, повидимому, более ранние, чем свинцово-цинковые и сульфидно-касситеритовые месторождения. Однако совместно с этими последними месторождениями указанное выше золотое оруденение проявляется довольно редко (Приморье).

От охарактеризованной группы золотых месторождений заметно отличается золотое оруденение золото-молибденового пояса Восточного Забайкалья, также связанное с малыми (трещинными) интрузиями, но несколько более кислыми по составу (с преобладанием гранодиоритов). Для месторождений этого пояса характерно частое и сравнительно тесное сочетание золота с молибденом, а иногда (Дарасун, Джалинда) также с висмутом, медью, мышьяком, вольфрамом (шеелит), свинцом,

цинком и т. д. Во многих месторождениях этого пояса (Ключи, Дмитриевское, Пильная, Давенда и др.) присутствуют громадные количества турмалина. Своеобразие этого пояса настолько велико, что трудно подыскать ему на территории Советского Союза другого аналога. Несмотря на существенную разницу отчасти в составе интрузивных пород, главным же образом в составе самих рудных месторождений, эта группа золотых и молибденовых месторождений занимает в ходе геологического развития подвижных зон то же положение, что и предыдущая группа золотых месторождений, являясь ее аналогом: она моложе батолитов калиевых гранитоидов, но древнее свинцово-цинковых и сульфидно-касситеритовых месторождений.

Более позднее положение в ходе геологического развития подвижных зон занимает группа близповерхностных месторождений, охватывающая «вторичные кварциты» с медью и глиноземом, близповерхностные («эпитермальные») золото-серебряные месторождения и близповерхностные низкотемпературные месторождения сурьмы, ртути и мышьяка (реальгар, аурипигмент). При рассмотрении минерализации ранних этапов развития уже было отмечено, что эта группа месторождений проявляется как в конце ранних этапов развития, так и в поздние. К этой поздней группе вторичных кварцитов относятся Алмалыкское медное месторождение в Средней Азии и Коунрадское месторождение в Казахстане, оба более молодые, чем калиевые граниты средних этапов развития. Геологический возраст, а вместе с тем и положение в ходе геологического развития совершенно аналогичного Бощекульского месторождения не вполне ясны, так как некоторыми исследователями ему приписывается кембрийский возраст.

Близповерхностных золоторудных месторождений в пределах Союза известно лишь два — Балей в Восточном Забайкалье и Белая Гора в Нижнем Приамурье. Первое из них явно относится к поздним этапам развития, будучи более молодым, чем оловянно-вольфрамовое, золото-молибденовое и, повидимому, также полиметаллическое оруденение Восточного Забайкалья. Что касается месторождения Белая Гора, то его геологическая позиция, генетическая связь с трахитовым некком и наличие совершенно аналогичных месторождений в более внутренней зоне Тихоокеанского пояса (Япония) позволяют думать, что его образование не относится к наиболее позднему этапу металлогенического развития собственно Советского Приморья, но скорее представляет собой отзвук (наложенную минерализацию) металлогении ранних этапов развития более молодой внутренней зоны Тихоокеанского пояса, расположенной восточнее.

Сурьмяная минерализация Восточного Забайкалья, повидимому, моложе Балейского золоторудного месторождения, о чем можно судить по пересечению золоторудных жил Балея кварцево-антимонитовыми жилами. Примерно одного возраста с сурьмяной и ртутная минерализация Восточного Забайкалья, локализующаяся обычно в несколько иных структурах. Богучанское флюорито-сурьмяное месторождение в Приамурье и аурипигментовое месторождение Верхоянья также относятся к одним из наиболее поздних проявлений эндогенной минерализации. Мощная сурьмяно-ртутная минерализация Средней Азии заметно моложе редкометальной минерализации в связи с калиевыми гранитоидами средних этапов развития.

Три охарактеризованные серии близповерхностных месторождений, завершая ранние этапы развития подвижных зон, не представляют собой вместе с тем наиболее молодых месторождений в поздние этапы развития. В некоторых регионах проявляется очень обширный комплекс месторождений, повидимому более молодых, чем эти три серии близповерхностных месторождений. К числу таких регионов следует отнести Центральную и Западную Европу, где имеется особенно богатый мате-

риал для характеристики этого комплекса месторождений. Из числа месторождений, более молодых, чем оловянно-вольфрамовые, здесь очень широко представлены серебро-свинец-цинковые жильные и метасоматические месторождения. Различают раннюю и позднюю группы этих месторождений. Месторождения ранней группы секутся дайками пермских кварцевых порфиров, которые, в свою очередь, секутся рудными телами поздней группы месторождений. Для ранней группы серебро-свинец-цинковых месторождений характерна частая примесь касситерита и иногда шеелита и вольфрамита, совершенно отсутствующая в месторождениях поздней группы. Последние часто обнаруживают большую генетическую и пространственную близость с своеобразной группой гидротермальных серебро-кобальт-никелевых месторождений, представленных в пределах региона довольно широко.

К тому же комплексу относятся жильные марганцевые руды, жильные (гематит, сидерит) и иногда метасоматические (сидерит) железорудные месторождения, самостоятельные месторождения барита, витерита, флюорита. Барит и флюорит наряду с кварцем и карбонатами представляют собой характерные жильные минералы во многих серебро-свинец-цинковых месторождениях, особенно поздней группы. В некоторых из этих месторождений иногда отмечаются также минералы стронция, вообще не очень характерные для гидротермальных месторождений. В большинстве районов региона представлена также сурьмяная и ртутная минерализация, генетические и возрастные взаимоотношения которой с охарактеризованным комплексом месторождений недостаточно ясны. В совместном развитии с метасоматическими сидеритовыми месторождениями иногда встречаются аналогичные месторождения магнезита.

Кроме этого четко выраженного комплекса месторождений, в пределах Центральной и Западной Европы известны и более молодые месторождения, очень близкие к ним по вещественному составу. По полному отсутствию видимой связи с магматическими породами и по залеганию иногда в породах верхнего структурного яруса эти месторождения являются типичными «телетермальными». Почти все исследователи, занимавшиеся изучением и описанием металлогении Центральной и Западной Европы, отмечали, что эндогенная минерализация, свойственная наиболее поздним этапам варисского развития региона, в ряде районов продолжается или повторяется в течение мезозоя и даже начала кайнозоя, причем вещественный состав этой минерализации сохраняет свои основные особенности. Например, совершенно тождественны третичные и поздневарисские баритовые, флюоритовые, сурьмяные и свинцово-цинковые месторождения Центрального плато Франции.

Аналогичную картину можно наблюдать в Богемском массиве, в области Верхнего Рейна, в Южной и Юго-Восточной Англии и т. д. При этом нередко поздневарисские месторождения трансгрессивно перекрываются верхнепермскими отложениями, давая в них легко опознаваемый обломочный материал. Однако иногда совершенно тождественные месторождения проникают в породы мезозоя вплоть до меловых. К явлениям подобного же рода необходимо относить наличие медистых песчаников Лондонского бассейна в породах триаса, которым приписывается эндогенное происхождение, и образование телетермальных свинцово-цинковых месторождений замещения в карбонатных породах мезозоя в Рейнской области и Восточной Силезии. Во всех этих случаях характерно, что эндогенная минерализация проникает в породы верхнего структурного яруса, залегающие или горизонтально, или лишь с незначительными наклонами на интенсивно дислоцированном варисском фундаменте. Создается впечатление, что по завершении тектоно-магматического развития подвижной зоны и по прекращении в ней магматической деятельности эндогенная минерализация может продолжаться еще в течение геологических периодов. В этих условиях, повидимому, лишь

в числе серебро-кобальт-никелевых месторождений, и, может быть, также сидеритовых и магнезитовых, не имеется наиболее поздних месторождений телетермального типа.

Такая же минерализация, как в Центральной и Западной Европе, известна и в ряде регионов Советского Союза, однако здесь она не так полно и разнообразно представлена. Сюда могут быть отнесены флюоритовые месторождения Восточного Забайкалья, кобальто-никелевые, баритовые и комплексные сидерит-гематит-барит-флюоритовые месторождения Саянского металлогенического пояса, гематитовые, баритовые, флюоритовые и жильные свинцово-цинковые месторождения Центрального Казахстана, Джунгарского Алатау и Средней Азии, сидеритовые и магнезитовые месторождения западного склона Урала (Бакал, Зигаза, Сатка). Во всех этих случаях указанные выше месторождения представляют собой наиболее молодые проявления эндогенной минерализации в развитии соответствующих подвижных зон, если не считать комплекса телетермальных месторождений. К последним могут быть отнесены свинцово-цинковые месторождения Кара-Тау, баритовые и витеритовые месторождения Копет-Дага, медистые песчаники Джезказгана, Атасуйская группа железо-марганцевых месторождений в Казахстане, мелкие флюоритовые, баритовые и свинцово-цинковые позднепалеозойские (пермские) месторождения западного склона Урала и др.

Приведенные по Советскому Союзу и Западной Европе данные доказывают, что минерализация поздних этапов развития подвижных зон отличается большим разнообразием. Здесь представлены почти все металлы, за исключением лишь таких специфических металлов основных и ультраосновных магм, как платина, хром, титан. При этом если оруденение ранних и средних этапов развития характеризуется какими-то общими чертами в пределах самых различных регионов, то оруденение поздних этапов развития в разных регионах неодинаково.

При этом более внимательный анализ минерализации поздних этапов развития подвижных зон позволяет наметить в ней две крупные группы месторождений. Более ранняя группа месторождений, обычно связанная с самостоятельными малыми интрузиями и по времени отвечающая стадии развития складчатого пояса, в своем вещественном составе обнаруживает явное наследственное влияние минерализации средних этапов развития. Действительно, здесь представлены главным образом золотые, золото-молибденовые, молибденовые и оловянные (сульфидно-касситеритовой формации) месторождения, т. е. месторождения тех металлов, которые наиболее характерны для средних этапов развития подвижных зон. Те малые интрузии, с которыми эти месторождения генетически связаны, по своему вещественному составу точно так же не отличаются значительно от интрузий средних этапов развития: это в основном кварцевые диориты, гранодиориты, граниты нормальные и ультракислые и соответствующие им порфировые разности.

Характерно, что оруденение этого типа наиболее полно представлено в тех регионах, где наиболее мощно развиты интрузивная деятельность и минерализация средних этапов развития (северо-восток Советского Союза, Забайкалье, Приморье). Создается впечатление, что гранитоидные магмы средних этапов развития сохранялись в глубинных магматических очагах еще в течение довольно длительного промежутка времени, давая интрузии и оруденение близкого к прежнему состава в условиях уже иной тектонической обстановки, т. е. в условиях преобладания разрывных дислокаций.

Во второй половине поздних этапов развития вещественный состав оруденения резко меняется и появляется то оруденение, которое так характерно для Центральной и Западной Европы. Это как раз та более поздняя группа рудных месторождений поздних этапов развития, которая составляет их наиболее специфическую металлогеническую особенность.

Здесь хорошо представлены серебро, свинец, цинк, медь, кобальт, никель, железо, марганец, барит, флюорит, но практически отсутствуют наиболее специфические металлы как ранних (платина, хром, титан), так и средних (золото, молибден, вольфрам, олово) этапов развития.

Как бы промежуточное положение между той и другой группами месторождений поздних этапов развития занимают контактово-метасоматические магнетитовые месторождения, ранняя группа свинцово-цинковых и три серии близповерхностных месторождений (вторичные кварциты, золото—серебро, сурьма—ртуть—мышьяк). Характерно, что последние три серии и в ранних этапах развития подвижных зон проявляются на грани двух различных по вещественному составу типов минерализации.

МАГМАТИЧЕСКАЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПЛАТФОРМЕННЫХ ОБЛАСТЕЙ

Наиболее существенным отличием магматизма подвижных зон земной коры от платформенных областей является резко подчиненная, в большинстве случаев буквально ничтожная роль проявлений гранитоидных магм, а нередко даже полное отсутствие их на платформах. Наиболее характерны для платформенных областей, с одной стороны, основные и ультраосновные магмы (особенно первые) и их дифференциаты, а с другой стороны, щелочные магмы и дифференциаты последних.

Одним из характерных магматических комплексов платформ является так называемая трапповая формация, содержащая как эффузивные, так и интрузивные проявления. В отличие от проявлений основных магм в ранние этапы развития подвижных зон в пределах платформенных областей процессы дифференциации выражены значительно слабее и носят своеобразный характер, заключаясь в основном в обогащении дифференциатов железом за счет уменьшения магнезии. Процессы подобной дифференциации нередко заходят очень далеко, однако возникающие дифференциаты обычно не выходят за пределы группы основных пород. Дифференциаты среднего и кислого состава не характерны, если не считать небольших сегрегационных прожилков.

В некоторых регионах платформенного типа (Южная Африка, Канада, Кольский полуостров и др.) встречаются более глубинные комплексы, сложенные основными породами и их дифференциатами, нередко с крупными интрузиями лополитового типа. Здесь процессы дифференциации представлены в более значительном развитии, чем в трапповой формации, но все же количество дифференциатов обычно значительно уступает количеству недифференцированных или лишь слабо дифференцированных основных пород. В одних случаях (бушвельдский комплекс Южной Африки) в заметном количестве возникают ультраосновные дифференциаты основных магм, в других (Седбери) более существенную роль играют граниты аляскитового типа. В отличие от подвижных зон, где кислые дифференциаты основных магм представлены главным образом породами плагиогранитного состава, в подобных дифференцированных платформенных комплексах существенную роль играют калиевые гранитоиды.

Комплексы щелочных пород представляют собой не менее характерную магматическую формацию платформенных областей. В отличие от основных пород для этой формации характерны широко проявленные и далеко идущие процессы дифференциации, в результате которых нередко образуются комплексы исключительно разнообразного петрографического состава. Дифференциаты колеблются здесь по составу от щелочных перидотитов и пироксенитов до наиболее лейкократовых пород, как кислого и ультракислого состава (аляскиты, щелочные граниты), так и щелоч-

ного, а также ультращелочного (нефелиновые сиениты, йолиты и др.). Обычно они встречаются совместно, но в одних комплексах породы состава щелочных перидотитов заметно преобладают над другими дифференциатами (*Сибирская платформа*), а в других, наоборот, они играют подчиненную (Кольский полуостров) или даже совершенно ничтожную роль (Алданская плита) по сравнению с лейкократовыми дифференциатами. Очень часто совместно с интрузивными щелочными породами проявляются щелочные эффузивы.

Металлогения платформенных областей всецело определяется характерными для них магматическими комплексами. С платформенными комплексами основных пород бывают генетически связаны месторождения магнетита, титаномагнетита, медно-никелевых колчеданов, платины, хромита. Не характерны те гидротермальные месторождения (медные, молибденовые, золотые), которые в пределах подвижных зон связаны с более кислыми дифференциатами основных магм ранних этапов развития.

Для комплексов щелочных пород наиболее характерны и имеют наибольшее практическое значение разнообразные по составу магматические, пегматитовые и своеобразные гидротермальные месторождения, содержащие самые разнообразные малые и редкие элементы (титан, цирконий, тантал, ниобий, церий и др.), апатит, криолит, иногда титаномагнетиты (Бразилия) и т. д. С некоторыми комплексами щелочных пород связаны, однако, нормальные гидротермальные и контактово-метасоматические месторождения, очень близкие к подобным месторождениям подвижных зон.

В качестве примера можно привести Алданскую металлогеническую провинцию с развитием гидротермального золотого оруденения при подчиненной роли медного и молибденового оруденений и небольших контактово-метасоматических месторождений магнетита с содержанием меди, молибденита и шеелита. Нельзя не обратить внимание на то, что этот рудный комплекс очень близок к тем рудным комплексам, которые в ранние этапы развития в подвижных зонах земной коры были связаны с материнскими породами близкого состава (Урал, Кузнецкий Ала-Тау).

Довольно резким отличием Алданского района является наличие в нем гидротермальных низкотемпературных флюоритовых месторождений, совершенно не характерных для ранних этапов развития в подвижных зонах и, наоборот, очень характерных для поздних этапов развития. Вероятно, это различие обусловлено широким развитием в Алданском районе нефелиновых, анальцимовых и псевдолейцитовых сиенитов и щелочных гранитов, для которых флюоритовая минерализация очень характерна. В этом отношении Алданский район близок к Алайской горной системе, где также с комплексом поздних щелочных пород связаны гидротермальные месторождения флюорита.

В целом магматизм и металлогения платформенных областей стоят наиболее близко к магматизму и металлогении подвижных зон в ранние этапы их развития. Однако в пределах платформ резко подчеркнута роль основных и щелочных магм, а также связанной с ними минерализации и сведена почти на нет роль средних и кислых дифференциатов основных магм и их металлогении.

СВОДНАЯ МАГМАТИЧЕСКАЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОДВИЖНЫХ ЗОН И ПЛАТФОРМЕННЫХ ОБЛАСТЕЙ

Резюмируя все сказанное в отношении магматической и металлогенической характеристики платформенных областей и отдельных этапов развития подвижных зон, можно установить следующие основные их особенности.

Ранние этапы развития подвижных зон. Геосинклинальный режим. Повышенная мобильность. Неустойчивый режим осадконакопления. Интенсивный геосинклинальный вулканизм. В эффузивных и интрузивных проявлениях наиболее характерны основные и ультраосновные магмы, а также их средние, кислые натриевые и повышенной щелочности или щелочные калиевые диференциаты. Самостоятельные комплексы калиевых гранитоидов не представлены. Для металлогении ранних этапов развития подвижных зон наиболее характерны: железо (магнетит, пирит), титан, платина, хром, медь, никель, часто также свинец — цинк (в колчеданных залежах), золото, молибден, небольшие количества шеелита, мышьяк. Из нерудных минералов характерны асбест и барит. Не характерны олово, висмут, вольфрамит, флюорит.

Средние этапы развития подвижных зон. Устойчивый режим осадконакопления. Терригенные толщи с повышенной ролью глинистых осадков. Ослабленный геосинклинальный вулканизм. Превращение геосинклинали в складчатый пояс. Наиболее характерны батолитовые интрузии гранитоидов от кварцевых диоритов до кислых калиевых гранитов, роль которых резко повышена. Подчиненную роль играют малые интрузии в общем того же состава. Основные, ультраосновные и щелочные породы отсутствуют. Эффузии представлены андезит-дацит-липаритовой формацией. Для металлогении средних этапов развития наиболее характерны месторождения золота, олова, вольфрама (главным образом в форме вольфрамита), а также молибдена, висмута. Обычны пегматиты. Платина, хром, титан, никель не представлены. Свинец, цинк, серебро, кобальт, медь представлены лишь в отдельных регионах, составляя их провинциальную особенность.

Поздние этапы развития подвижных зон. Стадия развития и постепенной консолидации складчатого пояса. Наиболее характерны малые (трещинные) интрузии небольших глубин или близповерхностные интрузии очень разнообразного петрографического состава — кислые, средние, основные, повышенной щелочности, щелочные. Достаточно широко развиты эффузии в общем того же состава (в основном наземный вулканизм). Нередко оруденение проявляется вне видимой связи с магматическими породами. Состав минерализации весьма разнообразен. В первой половине поздних этапов развития сохраняется вещественный состав магматических пород и минерализации, унаследованный от средних этапов развития. Преобладают малые интрузии состава нормальных гранитов, гранодиоритов, кварцевых диоритов. В металлогении наиболее существенную роль играют золото, молибден, олово. На грани первой и второй половины поздних этапов проявляется тот же комплекс близповерхностных месторождений (медь, молибден, глинозем, золото, серебро, сурьма, ртуть, мышьяк), а также месторождения магнетита и серебро-свинец-цинковые (ранняя группа). Во второй половине поздних этапов развития в составе малых интрузий появляются щелочные граниты, сиениты, граносиениты, основные породы и др. Характерны месторождения серебро-свинец-цинковые (поздняя группа), серебро-кобальт-никелевые, медные, гематитовые, сидеритовые, магнезитовые, баритовые, флюоритовые. Нередко телетермальная минерализация сходного вещественного состава продолжается еще в течение длительного времени (геологические периоды), иногда развиваясь в горизонтально лежащих породах верхнего структурного яруса.

Платформенные области. Наиболее характерны основные (иногда в сопровождении ультраосновных) и щелочные магмы. Основные магмы обнаруживают в большинстве случаев лишь умеренную диференциацию, в результате которой образуются различные группы основных и ультраосновных пород и только изредка породы кислого и среднего состава. Щелочные магмы образуют широкий и разнообразный ряд диференциатов. Металлогения основных и ультраосновных

магм представлена главным образом железом, медью, никелем, платиной, хромом, металлогения же щелочных магм — преимущественно магматическими и пегматитовыми месторождениями различных редких элементов, апатита, криолита и других, а иногда нормальными гидротермальными и контактово-метасоматическими месторождениями преимущественно железа, золота, меди, молибдена, отчасти шеелита. Встречаются гидротермальные месторождения флюорита.

Таким образом, на платформах и в разные этапы развития подвижных зон земной коры достаточно отчетливо намечаются следующие различные комплексы рудных или минеральных месторождений, которые можно обозначить как определенные типы минерализации:

1. Совокупность эндогенных месторождений, характерных для платформенных областей, может быть названа платформенным типом минерализации.

2. Совокупность месторождений ранних этапов развития подвижных зон обозначается (по месту наиболее полного своего развития) как уральский тип минерализации. Иначе ее можно было бы назвать минерализацией геосинклинали.

3. Совокупность месторождений средних этапов развития подвижных зон и первой половины поздних этапов (когда вещественный состав минерализации наследуется от средних этапов развития) можно назвать восточноазиатским типом минерализации, иначе минерализацией орогена (складчатого пояса).

4. Совокупность месторождений второй половины поздних этапов развития подвижных зон определяется как западноевропейский тип минерализации. Иначе ее можно назвать минерализацией шельфа.

Характерно, что именно минерализация шельфа, как структурного элемента, заканчивающего развитие подвижных зон, продолжается иногда еще в течение длительного времени в форме образования телетермальных месторождений. При этом сохраняются основные черты вещественного состава, которые переходят иногда даже в породы верхнего структурного яруса.

Сравнение между собой различных типов минерализации позволяет сделать ряд довольно интересных выводов. Прежде всего бросается в глаза довольно большое сходство между характером магм и металлогении платформенных областей и ранних этапов развития подвижных зон. Значительная роль в обоих этих случаях основных и ультраосновных магм является причиной того, что месторождения магнетита и титаномагнетита, меди, никеля, платины и хрома имеют в обоих случаях существенное значение. Второй чертой сходства является заметная роль как здесь, так и там (несколько меньшая в подвижных зонах и более высокая на платформах) пород повышенной щелочности и щелочных. Как и в случае основных магм, обращает на себя внимание сходство их металлогении в обоих случаях. Так, для гидротермальных и контактово-метасоматических месторождений наиболее характерна металлогеническая ассоциация: магнетит, медь, золото, молибденит (шеелит). Магматические и пегматитовые месторождения редких и малых элементов, апатита и криолита, связанные со щелочными породами и характерные для платформенных областей, встречаются в подвижных зонах, но менее характерны для них, чем для платформ. Кроме того, они чаще ассоциируются со щелочными породами поздних, но не ранних этапов развития подвижных зон (ильменский и вишневогорский щелочные комплексы Урала, щелочные породы Алайского хребта).

Богатые натрием кислые диференциаты основных магм, столь характерные для ранних этапов развития подвижных зон, в пределах платформенных областей обычно совершенно не проявляются ни в интрузивной, ни в эффузивной форме. Выше, при характеристике магматизма ранних этапов развития подвижных зон, отмечались два возможных

направления дифференциации магмы в этот период: первое направление — в сторону получения кислых дифференциатов с резким преобладанием натрия над калием, второе — в сторону получения дифференциатов повышенной щелочности и щелочных с повышенным до высокого содержанием калия, но обычно с пониженным содержанием кремнекислоты по сравнению с дифференциатами первого типа. Первое направление дифференциации особенно характерно для ранних этапов развития подвижных зон, и потому этот тип дифференциации мог бы быть назван геосинклинальным. Второе направление более характерно для платформ, хотя в подчиненном развитии встречается и в подвижных зонах. Этот тип дифференциации можно назвать платформенным.

Подводя итоги сравнению магматизма и металлогении платформ и подвижных зон в ранние этапы их развития, можно отметить, что, несмотря на резкое различие в структурной обстановке и тектонических условиях проявления, как здесь, так и там наблюдается в общем один и тот же комплекс магм. Дифференциаты платформенного типа присутствуют в обоих случаях, дифференциаты геосинклинального типа встречаются лишь в подвижных зонах, составляя их специфическую особенность. Повидимому, именно в этом наиболее резко проявляется различие тектонической обстановки и условий глубинной дифференциации магмы на платформах и в геосинклиналях. Размеры и морфология интрузивных тел, определяемые в основном структурной обстановкой и тектоническими условиями внедрения магмы, естественно, в обоих случаях различны. Для металлогении характерно, что с одинаковыми комплексами магм в обоих случаях связано оруденение сходного вещественного состава, но размеры и морфология рудных тел, распределение в них полезных компонентов, иногда тип месторождений (жильный, метасоматический), определяемые в основном структурно-литологической обстановкой, могут быть разные. Характерно, что на платформах отсутствуют не только кислые натриевые дифференциаты основных магм, но и отвечающая им серия колчеданных месторождений.

Магматизм и металлогения средних этапов развития подвижных зон резко отличаются от магматизма и металлогении ранних этапов. Здесь наиболее характерны калиевые гранитоиды, редко встречающиеся в платформенных областях и в ранние этапы развития подвижных зон. Наоборот, основные, ультраосновные и щелочные породы, характерные для двух последних случаев, отнюдь не являются такими же для средних этапов развития подвижных зон. Олово, вольфрам, висмут, столь характерные для средних этапов развития, подчеркивают различие между их металлогенией и металлогенией ранних этапов развития и платформ. Молибденовое, золотое и спорадически проявляющееся в средние этапы развития медное, свинцово-цинковое и другие оруденения являются связующим звеном между металлогенией средних и ранних этапов развития и отчасти металлогенией платформ (оруденение алданского типа). Можно сказать, что в целом магматизм и металлогения орогенов и платформ обладают наибольшими между собой различиями, магматизм же и металлогения геосинклиналей занимают промежуточное положение, но стоят ближе к магматизму и металлогении платформ.

Магматизм и металлогения поздних этапов развития подвижных зон, как указывалось выше, четко разделяются на две возрастные группы. Более ранняя группа магматических и металлогенических проявлений по своему вещественному составу тяготеет к средним этапам развития, т. е. к магматизму и к металлогении орогенов. Они как бы отвечают последним стадиям формирования складчатого пояса. Более поздняя группа магматических и металлогенических проявлений заметно отличается по своему вещественному составу: это собственно магматизм и металлогения шельфа. Таким образом, резкое изменение тектонической обстановки отвечает переходу от средних этапов развития подвиж-

ных зон к поздним, а резкое изменение вещественного состава минерализации, обусловленное изменением вещественного состава магматических пород, соответствует переходу от первой половины поздних этапов ко второй. Другими словами, глубинная эволюция магм, являющаяся основной причиной изменения вещественного состава эндогенной минерализации, как бы отстает от изменения тектонической обстановки.

Вещественный состав магматических проявлений шельфа (второй половины поздних этапов развития подвижных зон) очень разнообразен и сочетает в себе черты платформ и геосинклиналей, с одной стороны (основные, щелочные и повышенной щелочности породы), и орогенов — с другой (калиевые гранитоиды). Вещественный состав минерализации *отличается большей специфичностью. Практически почти полное отсутствие* олова, вольфрама, молибдена и золота в известной мере противопоставляет минерализацию второй половины поздних этапов (западноевропейский тип) минерализации средних и первой половины поздних этапов (восточноазиатский тип). С другой стороны, отсутствием платины, хрома и титана минерализация западноевропейского типа отличается от минерализации уральского и платформенного типов.

В то же время значительная роль в минерализации западноевропейского типа таких металлов, как железо, медь, никель, кобальт, цинк, свинец, барий (барит) и магний (магнезит), в очень сильной степени сближает минерализацию западноевропейского типа с уральской. Однако форма проявления этих металлов различная. Железо вместо магнетита и пирита *проявляется здесь в основном, так же как в минерализации* уральского типа, в форме гематита и сидерита, а барий, цинк и свинец — в форме жильных месторождений, но не колчеданных залежей. Никель и кобальт ассоциируются не с медью, железом и платиной, как в минерализации уральского типа, но с висмутом, серебром и мышьяком, а иногда со свинцом, цинком. Повышенная роль висмута (в составе серебро-кобальт-никелевой группы) и очень значительное значение флюорита связывают *западноевропейский тип минерализации* с восточноазиатским. Минерализация западноевропейского типа (шельфовая) является, пожалуй, наиболее своеобразной, но по ряду особенностей своего вещественного состава обнаруживает более всего сходства с минерализацией уральского типа (геосинклинальной) при наличии в то же *время довольно существенных различий. Однако, если учесть, что наи*большие различия (отсутствие платины, хрома, титана и более низкая роль никеля, меди) относятся в основном к металлам, способствующим образованию ортомагматических и гистеромагматических месторождений, не уходящих далеко от породившего их магматического тела (или бассейна), известное родство между западноевропейской минерализацией и уральской выступит еще более четко.

ПРОСТРАНСТВЕННОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ КОМПЛЕКСОВ ЭНДОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Выше были рассмотрены основные закономерности распределения различных комплексов эндогенных минеральных месторождений в ходе геологического развития подвижных зон земной коры, а также разделения их между подвижными зонами и платформами. Однако знание распределения различных типов месторождений во времени, хотя бы и тесно увязанного с общим ходом геологического развития подвижных *зон, не может быть непосредственно использовано в качестве поиско*вого признака при поисковых работах. Такими признаками могли бы быть лишь закономерности пространственного распределения эндогенных месторождений различных типов.Поэтому, кроме рассмотрения закономерностей распределения месторождений во времени, необходимо рассмотреть *закономерности их* распределения в пространстве.

Пространственное распределение минерализации платформенного типа вызывает, пожалуй, меньше всего вопросов, так как эта минерализация всегда приурочена к платформенным областям. Может лишь возникнуть вопрос о распределении внутри платформ магматизма и оруденения, связанного с основными и щелочными магмами. Как показывает пример Сибирской, Гондванской и других платформ, основные магмы проявляются на значительных площадях этих платформ, включая и срединные части. Наоборот, проявления щелочных магм более характерны для краевых частей платформенных областей и обычно располагаются недалеко от линии сочленения платформы с прилежащими подвижными зонами и часто параллельно этой линии. Возможно, что именно этим положением вблизи резко различных в структурном и тектоническом отношениях областей объясняется значительно бóльшая диференцированность в пределах платформ щелочных магм по сравнению с основными.

В пределах подвижных зон пространственное распределение не только отдельных рудных комплексов, но даже отдельных типов минерализации, отвечающих очень крупным этапам в развитии подвижных зон, естественно, более сложно, так как все они обыкновенно локализуются в пределах одного и того же региона, отвечая лишь различным последовательным стадиям его геологического развития. Однако было бы ошибочно полагать, что каждый последовательно возникающий рудный комплекс проявляется на всей площади данной подвижной зоны. Рассмотрение конкретных металлогенических провинций показывает, что каждый отдельный рудный комплекс, отвечающий определенному этапу эндогенной минерализации данной подвижной зоны, проявляется с наибольшей интенсивностью лишь в пределах определенных структурных зон. В то же время в пределах всех остальных структурных зон данной металлогенической провинции этот комплекс или отсутствует, или же представлен в незначительном развитии.

Обычно вместе с месторождениями данного рудного комплекса в пределах тех же структурных зон наиболее широко развиты те интрузии, с которыми генетически связаны месторождения именно этого рудного комплекса. Это дает право считать, что формирование данной структурной зоны как определенной структурной единицы близко совпадало по времени с внедрением отвечающих ей интрузивных пород и образованием рудных месторождений.

Другими словами, формирование структуры как таковой, внедрение интрузивных пород и образование рудных месторождений представляют собой лишь различные стороны единого процесса геологического развития данной структурной зоны, отвечающие при этом поздним, а иногда и конечным этапам в ее развитии, которое охватывает и длительный период осадконакопления в данной структурной зоне.

Таким образом, каждая такая структурная зона характеризуется определенными особенностями осадконакопления, определенными структурными особенностями, интрузивными породами и характером эндогенной минерализации, отличающими ее от других структурных зон той же области. Подобного рода зоны в дальнейшем будут именоваться «структурно-металлогеническими зонами». Примеров таких зон можно привести довольно много. К ним относятся зеленокаменная полоса Урала с ее колчеданными месторождениями, пояс полиметаллических колчеданных месторождений Рудного Алтая, Калба-Нарымский редкометальный пояс, главная золотоносная зона Аллах-Юнского (Джугджурского) золотоносного района и др. Обычно эти зоны называются рудными (или прямо по названию металла) поясами и зонами, однако эти последние термины употребляются настолько в различных смыслах (нередко совершенно не отвечающих понятию о структурно-металлогенических зонах — например, рудные пояса Восточного Забайкалья), что предпочтительнее ввести

новый термин «структурно-металлогенические зоны», гораздо лучше отражающий существо дела.

Нельзя считать, что длительный процесс геологического развития каждой структурно-металлогенической зоны заканчивается однократным проявлением интенсивного тектогенеза, окончательно формирующего структуру данной зоны, и однократным же проявлением интрузий и эндогенной минерализации. Рассмотрение конкретных структурно-металлогенических зон показывает, что хотя иногда и встречаются подобные зоны, но они сравнительно редки, обычно же этапы тектогенеза и отвечающие им интрузивные породы и эндогенная минерализация повторяются в данной структурно-металлогенической зоне неоднократно, значительно усложняя как структурную, так и петролого-металлогеническую характеристику данной зоны. Однако в большинстве случаев можно выделить один или два этапа тектогенеза, интрузивной деятельности и минерализации, которые в данной структурно-металлогенической зоне резко преобладают и придают ей достаточно четкую структурно-металлогеническую физиономию.

Если обратиться к рассмотрению взаимного расположения последовательно возникающих структурно-металлогенических зон, то можно обнаружить вполне определенные закономерности. Наиболее ранние структурно-металлогенические зоны или в течение всего процесса развития данной подвижной зоны, или в определенных крупных этапах его (например, средних) обычно приурочены к структурам типа антиклинориев, которые, как известно, закладываются еще в период осадконакопления и в своем структурном развитии опережают развитие структур типа синклинориев. Эти наиболее ранние структурно-металлогенические зоны занимают при дальнейшем формировании таких зон региона как бы осевое положение. Непосредственно более поздние структурно-металлогенические зоны формируются на их крыльях, т. е. по обе стороны от осевой зоны. Еще более молодые структурно-металлогенические зоны смещаются еще дальше в том же направлении, причем иногда на тыльной стороне предыдущей зоны возникает структурно-металлогеническая зона подчиненного значения, т. е. накладывающаяся на осевую структуру. Наиболее молодые структурно-металлогенические зоны отвечают структурам типа синклинориев, наиболее поздно заканчивающим свое формирование, или же структурам типа краевых прогибов в местах соприкосновения складчатых структур подвижной зоны с оконтуривающими ее или срединными жесткими массивами.

Это, конечно, лишь очень грубая схема, отражающая основные тенденции в пространственном распределении последовательно возникающих структурно-металлогенических зон. В природе все нередко усложняется и несколько видоизменяется, но основной смысл этих закономерностей заключается в том, что взаимное расположение последовательно возникающих структурно-металлогенических зон подчинено в каждом данном регионе (подвижной зоне) определенному архитектурному плану, который довольно хорошо выдерживается на всей территории данного региона. При этом каждой более поздней структурно-металлогенической зоне отвечает соответственно более поздний интрузивный и рудный комплекс. Одновременно возникающим, но хотя бы пространственно разобщенным структурно-металлогеническим зонам соответствуют сходные интрузивные и рудные комплексы. Зная общий архитектурный план расположения структурно-металлогенических зон в данном регионе, а также совокупность интрузивных и рудных комплексов, характерных для данного региона, и их возрастную последовательность (см. таблицы), можно принять эти данные за основу регионального металлогенического анализа любого региона. В дальнейшем дается разбор приведенных положений на конкретных примерах, относящихся к Казахстану, Средней Азии и Восточному Забайкалью.

В варисских структурах Казахстана минерализация, связанная с наиболее ранними интрузивными комплексами (гипербазитовым и габбро-плагиогранитным), незначительна по интенсивности и не пользуется широким площадным развитием. Весьма интенсивно представлена колчеданная минерализация, и включающие ее структурно-металлогенические зоны занимают осевое положение. Сюда относятся антиклинорные структуры Рудного Алтая, Чингиза, Майкаинского района, срединной части Джунгарского Ала-Тау и др. Сходные структурно-металлогенические зоны с развитием колчеданной минерализации можно ожидать в Чу-Илийских горах, в антиклинорной структуре к югу от Караганды и пр.

На крыльях структурно-металлогенических зон с колчеданной минерализацией располагаются более молодые редкометальные структурно-металлогенические зоны. Они имеются по обе стороны от осевой структуры Рудного Алтая (Горный Алтай и Калба-Нарымская зона), по обе стороны от осевой структуры Джунгарского Ала-Тау, по северо-восточной стороне Чингизской структуры (Дегеленская зона). Симметричная редкометальная структурно-металлогеническая зона по юго-западной стороне Чингизской структуры пока неизвестна, но на основе металлогенического анализа предсказана А. И. Семеновым и безусловно должна присутствовать. Открытие в 1949 г. Семеновым нового молибденового месторождения, притом в районе, ранее обследованном и забракованном по редким металлам, подтвердило юго-восточное продолжение этой зоны в пределах Тарбагатая. Предполагаемая редкометальная зона юго-западного подножия Чингиза поворачивает в районе Каркаралинска к юго-западу, переходя в основную редкометальную зону Центрального Казахстана. Последняя дает несколько разветвлений, точное расположение которых пока еще не установлено. Но, во всяком случае, окаймление ими Чу-Илийских гор и антиклинорной структуры, расположенной к югу от Карагандинской мульды, подтверждает вероятность наличия здесь колчеданной минерализации.

Еще дальше от осевых структур с колчеданной минерализацией располагаются наиболее молодые структурно-металлогенические зоны трояkого типа: а) с золотой минерализацией, связанной с малыми послебатолитовыми интрузиями диоритов, гранодиоритов и других пород (Калбинский золотой пояс); б) с минерализацией типа вторичных кварцитов и в) с минерализацией западноевропейского типа.

В одних случаях имеется развитие структурно-металлогенических зон лишь одного из этих типов, в других случаях сочетаются зоны с минерализацией типа вторичных кварцитов и западноевропейского типа (Джунгарский Ала-Тау). Какими именно особенностями геологического развития структурно-металлогенических зон обусловлено появление в них одного из этих рудных комплексов, пока неясно. Калбинский золотоносный пояс расположен между Калба-Нарымской и Тарбагатайской редкометальными зонами, но к северо-западу он сменяется минерализацией типа вторичных кварцитов, занимающей ту же позицию относительно Дегеленской редкометальной зоны. Симметрично этой зоне вторичных кварцитов расположена область их развития в Северном Прибалхашье, которая еще раз подтверждает вероятность наличия между ней и осевой структурой Чингиза зоны редкометальной минерализации.

Структурно-металлогенические зоны с вторичными кварцитами или минерализацией западноевропейского типа окаймляют также редкометальные зоны Центрального Казахстана, но точное расположение их, так же как и расположение окаймляемых ими зон, не выяснено. Очень четко прослеживаются молодые структурно-металлогенические зоны вдоль южного склона Джунгарского Ала-Тау. Северный склон последнего обрезан мощным разломом, и здесь молодые структурно-металло-

генические зоны отсутствуют. Редкометальная зона южного склона четко окаймляется как с юга, так и с юго-запада зоной с минерализацией западноевропейского типа. Ее наличие А. И. Семенову удалось подтвердить открытием здесь в 1949 г. промышленных месторождений флюорита. Еще дальше в сторону Илийской депрессии располагается структурно-металлогеническая зона с развитием вторичных кварцитов, на основании чего А. И. Семенов высказывает предположение о более молодом возрасте этих вторичных кварцитов по сравнению с минерализацией западноевропейского типа. А. И. Семенов с достаточным основанием предполагает, что симметричная зона с минерализацией западноевропейского типа имеется и вдоль северного склона Заилийского Ала-Тау, вдоль его границы с Илийской впадиной.

В пределах северной и западной частей Казахской горной страны варисские структуры не развиваются самостоятельно, но образуют лишь мульды каменноугольных и пермских отложений, наложенные на каледонский фундамент. В соответствии с этим здесь проявляется наиболее молодое варисское оруденение телетермального типа, представленное медистыми песчаниками (Джезказган, Атбасар, Чидертинский район) и железо-марганцевыми месторождениями (Атасуйский район). Повидимому, к той же обширной области развития наложенных варисских структур и телетермальной минерализации относится и телетермальное свинцово-цинковое оруденение Кара-Тау.

Сходное расположение структурно-металлогенических зон наблюдается в Средней Азии. Здесь выделяются два крупных структурных элемента — система Северного и Срединного Тянь-Шаня, расположенная между Чуйской депрессией на севере, Приташкентской на западе и Ферганской на юге, и Туркестано-Алайская горная система, лежащая между Ферганской депрессией на севере и Южно-Таджикской — на юге.

В системе Северного и Срединного Тянь-Шаня осевая структурно-металлогеническая зона содержит в основном скарновую (редкометальную и отчасти золотую) минерализацию в связи с ранними фазами гранитоидных интрузий средних этапов развития. Более молодые структурно-металлогенические зоны включают иногда золотую, а местами свинцово-цинковую минерализацию, но их расположение пока недостаточно выяснено.

Периферическое положение вдоль границ с прилежащими депрессиями занимают структурно-металлогенические зоны с минерализацией западноевропейского типа — Чаткало-Нарынская на юге и юго-западе и Киргизская на севере. Еще более периферическое положение на западе, совершенно аналогичное тому, что наблюдается в Джунгарском Ала-Тау, занимают структурно-металлогенические зоны с развитием вторичных кварцитов. Однако непосредственные геологические данные говорят скорее в пользу более молодого возраста минерализации западноевропейского типа по сравнению с вторичными кварцитами. Этот вопрос требует для своего разрешения дополнительных данных.

В Туркестано-Алайской горной системе осевая структурно-металлогеническая зона точно так же содержит в основном скарновую минерализацию (редкие металлы, отчасти мышьяк, кобальт), связанную с ранними фазами гранитоидных интрузий. Местами она сменяется минерализацией пегматитов (Туркестанский хребет) в связи с кислыми калиевыми гранитами. Более периферическое положение занимают структурно-металлогенические зоны с сурьмяно-ртутной минерализацией, а наиболее периферическое — структурно-металлогенические зоны с минерализацией западноевропейского типа (Кара-Чатырская на севере и Южно-Гиссарская на юге).

Иной комплекс структурно-металлогенических зон, но в принципе сходное их расположение наблюдаются в пределах Восточного Забайкалья. Развитая здесь наиболее ранняя по возрасту Куэнга-Тарбаль-

джейская структурно-металлогеническая зона содержит золото-шеелитовую минерализацию, связанную с малыми добатолитовыми интрузиями. Она совпадает с полосой развития отложений морского триаса и, как единичная, не играет существенной роли в металлогении региона. Очень широким развитием в регионе пользуются занимающие осевое положение в общем архитектурном плане строения региона более молодые по возрасту оловянно-вольфрамовые структурно-металлогенические зоны. Эти зоны содержат крупные батолиты синтектонических (одновременных с надвигами) калиевых гранитов с широким развитием явлений гранитизации и мигматизации и более мелкие гранитные штоки, сопровождаемые развитием пегматитов с бериллом, литием, касситеритом или гидротермальных кварцево-касситеритовых и кварцево-вольфрамитовых месторождений. В одну из таких структурно-металлогенических зон попадает сульфидно-касситеритовое (турмалиновая группа) месторождение Шерловая Гора. Наиболее молодые проявления минерализации в этих структурно-металлогенических зонах — это близповерхностные флюоритовые месторождения.

На крыльях этих осевых структурно-металлогенических зон развиваются более молодые зоны с золото-молибденовой минерализацией. Наиболее поздними проявлениями эндогенной минерализации в этих зонах являются близповерхностные сурьмяные месторождения. Наконец, к самым молодым по возрасту структурно-металлогеническим зонам относятся зоны, содержащие серебро-свинец-цинковую и сульфидно-касситеритовую (хлоритовая группа) минерализацию. Здесь тоже имеется более поздняя стадия минерализации, представленная ртутным оруденением. В Куэнга-Тарбальджейской зоне более молодая минерализация представлена близповерхностными месторождениями — Балейским золоторудным и многочисленными сурьмяными. Образование Балейского месторождения было обусловлено, повидимому, двумя факторами: расположением его в Куэнга-Тарбальджейской структурно-металлогенической зоне и развитием в пределах последней молодой Ундинской депрессионной структуры, образование которой обусловило более длительное развитие здесь магматической деятельности и эндогенной минерализации. Исходя из этих соображений, можно ожидать образования месторождений сходного типа по соседству с Верхне-Ононской депрессионной структурой, расположенной в той же Куэнга-Тарбальджейской зоне.

Структурно-металлогенические зоны Восточного Забайкалья хорошо иллюстрируют длительность и многократность этапов формирования их структуры и эндогенной минерализации. Их вполне закономерное взаимное расположение может служить прекрасным поисковым признаком при направлении поисковых работ на те или другие металлы, тем более что они оконтуриваются достаточно четко и не превышают в ширину 20—25 *км*.

Аналогичным образом можно было бы наметить структурно-металлогенические зоны и во всех других регионах Советского Союза. Это составляет одну из ближайших задач коллектива работников ВСЕГЕИ, выполняющих эту работу. Но и приведенных примеров достаточно для того, чтобы уяснить, каким образом знание возрастной последовательности интрузивных и рудных комплексов может быть применено для анализа их пространственного распределения.

ПРЕДСТАВЛЕНИЕ О СТРУКТУРНО-МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЯХ

Хотя каждый регион обладает своим комплексом структурно-металлогенических зон, обычно достаточно ограниченным (в Восточном Забайкалье — 4 типа зон, в Казахстане — 5 типов и т. д.), однако самая ограниченность числа рудных комплексов, а вместе с тем и типов струк-

турно-металлогенических зон делает неизбежным повторение одних и тех же типов структурно-металлогенических зон в разных регионах. При сравнении между собой однотипных структурно-металлогенических зон разных регионов между ними обнаруживаются черты очень большого сходства, а вместе с тем и некоторые частные различия. Например, достаточно близки между собой редкометальные структурно-металлогенические зоны (оловянно-вольфрамовые и молибдено-вольфрамовые) Восточного Забайкалья, Калба-Нарымского района, восточного склона Урала и др. Рудоносные кислые калиевые граниты всех этих зон чрезвычайно сходны между собой, сходен также и комплекс минеральных месторождений, но в то же время в деталях граниты этих зон иногда заметно различаются между собой. Основные из этих различий состоят, повидимому, в полноте проявления интрузивного и минерального комплексов. Крупные батолитовые интрузии, сопровождаемые гранитизацией и мигматизацией, пегматиты и кварцево-вольфрамовые месторождения очень близки между собой во всех трех регионах. Кварцево-касситеритовые месторождения практически отсутствуют на Урале, но представлены в Калба-Нарымском районе и в Восточном Забайкалье. В последнем регионе, кроме того, в тех же зонах известны более поздние сульфидно-касситеритовые (Шерловая Гора) и многочисленные месторождения, отсутствующие в двух других регионах.

Точно так же весьма близки между собой структурно-металлогенические зоны с колчеданным оруденением. Но в то же время каждая из них отличается какими-либо иногда достаточно существенными особенностями. Например, вещественный состав колчеданной минерализации различен, как уже отмечалось, в разных регионах. Для Закавказья и Центрального Казахстана характерно сочетание медно-пиритовых и полиметаллических залежей, для Урала — образование медно-пиритовых и медно-цинковых, для Салаира, Рудного Алтая, Джунгарского Ала-Тау — развитие полиметаллических. Эти различия имеют большое значение для выбора направления поисковых работ (на медь или полиметаллы), но в данном случае они не могут быть отнесены ни за счет глубины эрозионного среза, ни за счет различий возраста, а скорее всего объясняются какими-то провинциальными особенностями, причины которых пока недостаточно ясны.

Точно так же очень много общих черт имеют между собой все структурно-металлогенические зоны с развитием гипербазитовых интрузий, или с золотой минерализацией, связанной с малыми диоритовыми интрузиями, или с минерализацией западноевропейского типа и т. д. Совокупность однотипных структурно-металлогенических зон различных регионов и разного геологического возраста можно объединить в понятие структурно-металлогенической формации. Совершенно естественно, что общее число структурно-металлогенических формаций отвечает числу типов структурно-металлогенических зон, т. е. числу тех минеральных комплексов в таблице (см. стр. 7—8), которые могут давать самостоятельные структурно-металлогенические зоны. Возможно, что в этой таблице не нашли своего отражения некоторые довольно редкие минеральные комплексы, известные только среди зарубежных месторождений, но все главнейшие минеральные комплексы Советского Союза в ней учтены. Таким образом, общее число возможных структурно-металлогенических формаций должно быть близко к 15.

В процессе разработки общих принципов регионального металлогенического анализа представление о структурно-металлогенических формациях сложилось сравнительно недавно, и потому еще не могло быть получено сводной характеристики для каждой формации. Однако получение такой сводной характеристики чрезвычайно важно и должно составлять одну из ближайших задач дальнейших работ по теме. Попытка получения такой характеристики каждой структурно-металлогенической

формации позволит, с одной стороны, выявить все особенности, характерные для всех структурно-металлогенических зон данной формации, а с другой — установить различия в пределах данной формации между конкретными структурно-металлогеническими зонами как разных регионов, так и в пределах одного и того же региона.

Подобного рода различия между однотипными структурно-металлогеническими зонами могут быть объяснены одной из следующих трех причин: а) различным геологическим возрастом минерализации, б) различной глубиной эрозионного среза или в) провинциальными особенностями.

Схема распределения эндогенных минеральных месторождений в ходе геологического развития подвижных зон на территории Советского Союза (см. таблицу) разработана, в основном, на материале по подвижным зонам палеозойского и мезо-кайнозойского возраста. Докембрийская минерализация на территории Советского Союза изучена с этой точки зрения значительно слабее и потому при разработке этой схемы была учтена в значительно меньшей степени. Схема составлена без учета возрастных различий. Между тем, совершенно несомненно, что ход развития подвижных зон в докембрии, палеозое и мезо-кайнозое не был тождественным. Поэтому не может быть вполне одинаковой и эндогенная минерализация различного геологического возраста. Правда, для большинства металлогенических провинций не замечается очень резкой разницы в характере сходных минеральных комплексов различного геологического возраста. Но эти различия, безусловно, должны быть, и попытка получения сводной характеристики каждой структурно-металлогенической формации может очень сильно помочь их выявлению. Вполне вероятно, что ряд различий в характере эндогенной минерализации, который принято относить за счет различной глубины эрозионного среза, на самом деле обусловлен тем или иным ходом геологического развития подвижных зон в разные геологические эпохи.

Различная глубина эрозионного среза однотипных структурно-металлогенических зон обусловливает появление либо более, либо менее глубинных членов отвечающего им рудного комплекса. Так, в редкометальных структурно-металлогенических зонах, связанных с батолитами калиевых гранитоидов, гидротермальное оловянное оруденение исчезает на глубину быстрее, чем вольфрамовое, а последнее, в свою очередь,— быстрее, чем оловоносные пегматиты. В то же время гидротермальное золотое оруденение средних этапов развития подвижных зон, особенно связанное с добатолитовыми дайками, продолжается до очень значительных глубин эрозионного среза. Вполне вероятно, что развитие близповерхностных золото-серебряных месторождений лишь в мезо-кайнозойских подвижных зонах объясняется тем, что в более древних подвижных зонах они уже уничтожены эрозией. Однако не исключена возможность, что развитие этих месторождений представляет собой чисто возрастную особенность наиболее молодых подвижных зон.

Наконец, в некоторых случаях между однотипными структурно-металлогеническими зонами, а иногда даже в пределах одной и той же зоны наблюдаются такие различия, которые не могут быть объяснены ни различиями геологического возраста, ни глубиной эрозионного среза. Если подобного рода особенности характерны для всех структурно-металлогенических зон определенного типа в пределах целой металлогенической провинции, они могут рассматриваться как провинциальные особенности последней. Иногда такие особенности прослеживаются не только в одном типе структурно-металлогенических зон, но в нескольких типах разновозрастных между собой структурно-металлогенических зон, т. е. зон, отвечающих разным этапам развития данной подвижной зоны. Например, для Саянского металлогенического пояса (каледонского возраста) характерна повышенная роль железа не только в ранних, но

и в поздних этапах развития вплоть до минерализации западноевропейского типа. Наоборот, роль полиметаллов ненормально низка и они практически отсутствуют даже в комплексе месторождений, относящихся к западноевропейскому типу минерализации. В Центральном и Восточном Казахстане, наоборот, заметно понижена роль железа и повышено значение полиметаллов на всем протяжении варисского развития подвижной зоны этого региона. Сущность провинциальных особенностей эндогенной минерализации пока неясна. Скорее всего, она лежит в особенностях тектоно-магматического развития каждой данной подвижной зоны и, возможно, также в особенностях вещественного состава того более глубинного фундамента или цоколя, который подстилает данную подвижную зону.

Представление о структурно-металлогенических формациях может быть положено в основу составления мелкомасштабных металлогенических карт. Действительно, присвоив каждому минеральному комплексу (см. таблицу на стр. 7—8), а месте с тем и каждой структурно-металлогенической формации определенную закраску, можно получить возможность использовать эту закраску для обозначения на металлогенических картах всех структурно-металлогенических зон, принадлежащих к каждой данной формации. Что касается более мелких различий между конкретными структурно-металлогеническими зонами одной и той же формации, зависящих от возраста, провинциальных особенностей или глубины эрозионного среза, то они могут или показываться дополнительными обозначениями по фону основной закраски, или (для наиболее мелкомасштабных карт) отмечаться в тексте объяснительной записки, содержащей сжатую характеристику каждой конкретной структурно-металлогенической зоны. Подобного рода мелкомасштабные (от 1 : 2 500 000 до 1 : 1 000 000) металлогенические карты значительных территорий с объяснительными записками к ним могут служить основным материалом при выборе направления поисковых работ на эндогенные месторождения тех или иных промышленно важных металлов, т. е. при выборе тех структурно-металлогенических зон, которые наиболее перспективны по каждому данному металлу.

В настоящее время коллектив работников ВСЕГЕИ, занятый изучением эндогенной металлогении Советского Союза, начал подготовительные работы по составлению именно подобной комплексной карты эндогенной металлогении СССР в масштабе 1 : 2 500 000.

ОЦЕНКА ПРАКТИЧЕСКОЙ ЗНАЧИМОСТИ ОТДЕЛЬНЫХ ТИПОВ СТРУКТУРНО-МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ЗОН

При выборе наиболее эффективного направления поисковых работ на те или иные металлы, а также при оценке их результатов возможная практическая значимость отдельных структурно-металлогенических формаций или отвечающих им интрузивных и рудных комплексов имеет решающее значение. В одних типах структурно-металлогенических зон можно рассчитывать на выявление крупных по запасам, но небогатых по содержанию металла месторождений, в других, наоборот,— на менее значительные по масштабам месторождения богатых руд и, наконец, в третьих — на регионально развитые, но не имеющие ценности в промышленном отношении или чисто минералогические проявления данного металла, которые, однако, могут обусловить хорошие результаты шлихового опробования. Поэтому возможность заранее оценить практическую значимость тех или иных месторождений искомого металла, развития которых можно ожидать в пределах структурно-металлогенических зон того или иного типа, имеет очень большое практическое значение. Основываясь на опыте изучения структурно-металлогенических зон Советского Союза, можно дать отдельным типам структурно-металло-

генических зон (опуская их некоторые провинциальные особенности) следующую характеристику.

1. Зоны с минерализацией, связанной с гипербазитовыми комплексами, содержат основную массу месторождений платины, хромитов, асбеста, изредка достаточно крупные месторождения титаномагнетитов (Качканар). Интенсивность минерализации в разных металлогенических провинциях очень различна, но эта интенсивность резко повышена в тех провинциях, для которых вообще повышено значение железа и понижена роль олова и полиметаллов (Уральская, Саянская). При сохранении коры выветривания в этих структурно-металлогенических зонах встречаются довольно крупные и богатые гипергенные месторождения никеля (Халилово, Уфалей и др.) с небольшой, но промышленной примесью кобальта. В отношении остальных металлов эти структурно-металлогенические зоны практического значения не имеют, если отсутствуют явления наложения на них более поздних минеральных комплексов.

2. Зоны с минерализацией, связанной с комплексами основных интрузий, содержат основную массу (около 60% для СССР) никелевых руд в медно-никелевых месторождениях (Печенга, Монче-Тундра и др.) и сравнительно небольшую часть запасов меди и железа. В месторождениях медно-никелевых руд иногда наблюдается также промышленно-ценная примесь платины, кобальта, золота, но для месторождений Советского Союза последние две примеси не характерны. Иногда эти структурно-металлогенические зоны в сочетании с зонами предыдущего типа содержат единые габбро-перидотитовые комплексы.

3. Зоны со сложной минерализацией, связанной с габбро-плагиогранитными и габбро-граносиенитовыми комплексами, содержат основную массу (около 40% для СССР) эндогенных железных руд в контактово-метасоматических магнетитовых месторождениях (горы Магнитная, Благодать, Высокая, Дашкесан и др.). В отдельных регионах (Саянский пояс, особенно Кузнецкий Ала-Тау) присутствуют довольно крупные золоторудные месторождения (Берикуль, Коммунар, Сарала и др.), но в масштабе всего Союза роль золотых месторождений этого комплекса невелика (около 5—6%). Встречаются небольшие месторождения (или промышленного характера примесь в магнетитовых месторождениях) кобальта (Дашкесан, возможно Ак-Джилга, и др.), меди, молибдена, вольфрама (шеелит), свинца, цинка (Джидинский район), но чаще эти металлы дают непромышленные, хотя иногда довольно широко развитые пространственно концентрации.

4. Зоны колчеданной минерализации содержат крупные месторождения пиритовых, медных, серебро-свинец-цинковых, золотых руд, барита, кобальта (в виде примеси) и др. Особенно велико значение структурно-металлогенических зон этого типа для свинца (50—60% для СССР), меди (около 40%), пирита, барита, менее значительно — для золота (около 10%), кобальта и др.

5. Зоны с минерализацией вторичных кварцитов (как ранних, так и поздних этапов развития) содержат крупнейшие по запасам, но обычно небогатые по содержанию металла месторождения меди и молибдена (Коунрад, Бощекуль, Алмалык, Каджаран, Достакерт, Агарак и др.) и высокоглиноземистого сырья (Семиз-Бугу, Ак-Таш, Заглик и др.). Они имеют ведущее значение по запасам молибдена (около 60% для СССР) и меди (около 30%). Возможность практического извлечения невысокой примеси золота в некоторых из этих месторождений пока неясна.

6. Близповерхностные золоторудные месторождения (ранние и поздние) в пределах Советского Союза не образуют

самостоятельных структурно-металлогенических зон, но проявляются в качестве более поздних этапов минерализации в структурно-металлогенических зонах с более ранним золотым оруденением иного типа. Месторождения этого комплекса содержат крупные запасы богатых (бонанцевых) руд, но ввиду их крайней редкости в пределах СССР роль их в масштабе Союза сравнительно невелика (5—6%).

7. Зоны с низкотемпературной сурьмяно-ртутной и мышьяковой минерализацией (ранние и поздние) содержат практически все промышленные запасы ртути (Никитовка, Хайдаркан, Чаувай и др.) и сурьмы (Кадамджай, Кассан-Сай, Магиан и др.), но почти лишены промышленного значения по мышьяку ввиду крайне ничтожных запасов руд, хотя иногда и довольно богатых. В некоторых сурьмяных месторождениях (Кавказ, Восточное Забайкалье) наблюдается заметное содержание тонкой вкрапленности вольфрамита, пока не имеющей практического значения.

8. Зоны золотой минерализации, связанной с добатолитовыми малыми интрузиями, имеют повидимому, очень большое значение. Заведомо к этому комплексу относятся месторождения Верхне-Ононского района в Восточном Забайкалье, некоторые золоторудные месторождения Колымы, золотоносность Баргузино-Витимского района. Существуют достаточно обоснованные предположения о том, что к этим же зонам относятся подавляющая масса золотых месторождений Колымы, золотоносность Бодайбинского района и, может быть, Березовского месторождения на Урале. Возможно, что последнее связано не с добатолитовыми, а с межбатолитовыми малыми интрузиями (дайками) того же типа. Если эти предположения подтвердятся, настоящий комплекс будет ведущим золотоносным комплексом для Советского Союза, включающим около 60% всех запасов золота. Очень небольшое промышленное значение в этом комплексе могут иметь также концентрации шеелита, арсенопирита и антимонита, но обычно эти концентрации имеют лишь минералогический характер.

9. Зоны минерализации, связанной с ранними фазами гранитоидных интрузий (гранодиоритами, нормальными гранитами), содержат месторождения как жильного, так и скарнового типа. Среди жильных месторождений наибольшее значение имеют золоторудные (Кочкарь, Золотая Гора, вероятно Енисейский Кряж, и др.), значимость которых в общесоюзном масштабе составляет около 10%. Очень небольшую роль играют иногда прочие жильные месторождения — молибденовые, вольфрамовые (шеелит), медные и др. Значение скарновых месторождений много больше. По вольфраму (шеелит) они имеют ведущее (около 55%) значение в СССР (Чарух-Дайрон, Ингичка, Лянгар, Койташ, Тырны-Ауз и др.), по молибдену (Тырны-Ауз, Лянгар) — значительно более скромное (около 15%). Возможно, что к этому же комплексу относятся и небольшие кобальтовые месторождения (Ак-Джилга, Чалкуйрюк), но более вероятна связь последних с комплексом габбро-граносиенитовых интрузий.

10. Зоны минерализации, связанной с поздними фазами гранитоидных интрузий (кислыми калиевыми гранитами, нормальными гранитами), имеют крупное промышленное значение по олову (около 40%) и вольфраму (около 45%), значительно более скромное по молибдену (около 10%) и около 20% по висмуту (северо-восток Советского Союза, Восточное Забайкалье, Центральный Казахстан и др.). Ведущими эти зоны являются по бериллию и литию, а при больших глубинах эрозионного среза также по слюде (мусковит). Нередко они совпадают со структурно-металлогеническими зонами предыдущего типа.

11. Зоны золотой и молибденовой минерализации, связанной с малыми послебатолитовыми интру-

зиями диоритов и гранодиоритов, содержат довольно крупные и обычно богатые по содержанию металла месторождения молибдена (Давенда, Шахтама, Пильная, Умальта и др.) и золота (Степняк, Калба, Западный Саян, Ключи, Пильная, Дмитриевское, Харга, Агние-Афанасьевское и др.), но в общесоюзном масштабе роль их как по молибдену (около 10%), так и по золоту (около 6%) сравнительно невелика. В этих зонах возможны очень небольшие, но все же промышленные концентрации шеелита, арсенопирита и антимонита.

12. Зоны сульфидно-касситеритовой и серебро-свинец-цинковой (ранняя группа) минерализации имеют ведущее значение по олову (около 60% для СССР) и довольно крупное по свинцу и цинку (около 10%). Сюда относятся главнейшие оловорудные месторождения Союза (Эге-Хая, Хрустальное, Микояновское, Сталинское, Хапчеранга и др.) и ряд районов серебро-свинец-цинковой минерализации (Восточное Забайкалье, Приморье, Колыма, Верхоянье, возможно Садон и др.). В отношении развития свинцово-цинковых месторождений этой группы можно очень оптимистически расценить перспективы северо-востока Советского Союза.

13. Зоны с поздней магнетитовой минерализацией контактово-метасоматического типа играют довольно существенную роль в общих запасах эндогенных железных руд (около 18%), однако этого рода месторождения поздних этапов развития по своим масштабам значительно мельче, чем аналогичные месторождения ранних этапов. Нередко они содержат примесь кобальта, касситерита, сульфидов свинца и цинка или встречаются в тесном совместном развитии с сульфидно-касситеритовыми месторождениями и ранней группой серебро-свинец-цинковых. Сюда могут быть отнесены Атан-Сорское и Саякское месторождения в Казахстане, главные железорудные месторождения Горной Шории, Тувы (тельбесский комплекс), небольшие магнетитовые месторождения Восточного Забайкалья, Приморья и др.

14. Зоны минерализации западноевропейского типа представлены в пределах Советского Союза в основном в Средней Азии и в Туве, значительно менее их встречается в Казахстане, на западном склоне Урала и в других местах. Они имеют ведущее значение по кобальту (около 80% для СССР) и висмуту (около 80%), весьма крупное (около 50%) по флюориту, более скромное, но все же существенное (около 15%) по железу (гематит, сидерит), никелю (около 10%), свинцу (около 10%), барите. Промышленное значение их в целом весьма велико. В некоторых регионах отдельные месторождения этого комплекса не образуют самостоятельных структурно-металлогенических зон, но проявляются в качестве наиболее позднего этапа минерализации в структурно-металлогенических зонах с более ранним оруденением иного типа. Например, в Восточном Забайкалье флюоритовые месторождения, довольно крупные по своим масштабам, накладываются на более ранние структурно-металлогенические зоны с оловянно-вольфрамовой минерализацией.

15. Зоны и районы телетермальной минерализации имеют наиболее существенное значение по флюориту (Амдерма и др.), меди (Джезказган), свинцу и цинку (Кара-Тау), более скромное по железу (Ата-Су, возможно Абаил), барите (Копет-Даг и др.). В связи с тем, что эти зоны и районы нередко располагаются вне областей развития интрузивных пород, изучению их рудоносности уделялось меньшее, чем другим районам, внимание, с чем необходимо считаться при оценке их перспектив. Особенно перспективными могут оказаться эти зоны для выявления новых крупных свинцово-цинковых месторождений, в отношении которых этот рудный комплекс у нас явно недооценивается.

Такова в основных чертах та промышленная характеристика, которая может быть дана отдельным типам структурно-металлогенических зон. Совершенно естественно, что эта характеристика носит очень обобщенный характер и провинциальные особенности отдельных регионов не могли найти в ней своего отражения, между тем как они иногда имеют решающее значение при оценке перспектив конкретных структурно-металлогенических зон в том или ином регионе. Например, зоны минерализации западноевропейского типа в пределах Тувы имеют крупное значение по кобальту и никелю и в то же время практически лишены концентраций свинца и цинка. Аналогичные зоны Средней Азии, наоборот, практически лишены концентраций кобальта и никеля, но имеют большое значение по рудам свинца и цинка. В то же время концентрации флюорита характерны и для того, и для другого региона.

Если учесть все такие провинциальные особенности, то в пределах конкретных металлогенических провинций отдельным типам структурно-металлогенических зон и даже отдельным структурно-металлогеническим зонам может быть дана значительно более конкретная промышленная характеристика, которая и должна быть положена в основу направления всех поисковых работ в каждом данном регионе.

КРИТИЧЕСКИЕ ЗАМЕЧАНИЯ ПО ПОВОДУ НЕКОТОРЫХ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ

Изложенные выше представления коллектива авторов о развитии процессов эндогенной минерализации, как об одной из сторон процесса геологического развития земной коры, и о распределении их во времени и пространстве представляют собой, по существу, первую попытку рассмотреть эти процессы в их историческом развитии и в тесной взаимосвязи со всеми особенностями той геологической обстановки, в которой они протекают. При таком рассмотрении оказывается, что распределения этих процессов во времени и в пространстве теснейшим образом взаимосвязаны, что и может быть использовано в качестве одного из основных принципов регионального металлогенического анализа. Работа в этом направлении была начата только очень недавно, и сейчас намечены, по существу, лишь основные вехи этого нового направления в изучении эндогенной минерализации и самые основные принципы регионального металлогенического анализа. Эти принципы нуждаются в дальнейшем развитии, детализации и углублении, причем они, безусловно, очень много дадут в смысле познания не только самих процессов эндогенной минерализации, но через них также и общих процессов земной коры. Однако уже и сейчас эти основные положения позволяют критически подойти к рассмотрению некоторых представлений в области металлогенического анализа (принадлежащих в основном зарубежным авторам), которые следует считать ошибочными.

Не ставя перед собой целью дать исчерпывающий критический анализ представлений зарубежных авторов в области эндогенной металлогении (что должно составить предмет самостоятельного исследования), автор настоящей работы считает лишь полезным вкратце отметить некоторые основные, принципиальные недостатки в этих представлениях.

Главным недостатком в упомянутых выше представлениях является, по мнению автора, то, что зарубежные исследователи, изучая процесс формирования рудного месторождения, рудного поля, рудного района, хотя и рассматривают его как некоторый процесс, протекающий во времени и в определенной геологической обстановке, однако считают данный процесс в то же время чем-то самодовлеющим, не связанным с общим ходом геологического развития всей данной провинции и не понимают, что он представляет собой определенный логический этап в этом развитии. Сама геологическая обстановка, в которой происходит

формирование рудных месторождений, обычно рассматривается не в ее историческом развитии, как нечто непрерывно меняющееся, но как некоторая статическая совокупность определенных геологических факторов. С этой точки зрения особенно показательно заглавие VI главы известного Линдгреновского сборника, представляющего собой, как известно, попытку изложения теоретических взглядов ведущих американских геологов в области рудных месторождений и металлогении. Если у нас наблюдается сейчас стремление изучить процессы возникновения рудных месторождений в тесной взаимосвязи с осадконакоплением, развитием структур и магматизма, то американские геологи изучают в основном «связь рудных месторождений со стратиграфией, структурой и изверженными породами» как с некоторыми статическими факторами.

Большое влияние на развитие американского учения о рудных месторождениях оказали металлогенические воззрения В. Х. Эммонса, изложенные им в последней редакции в том же Линдгреновском сборнике. Этот автор высказывает в форме постулата положение о том, что 95% всех систем рудных жил возникло в связи с кислыми или гранитными батолитами и, вероятно, менее 5% связано с основными интрузивными телами. Далее он утверждает: «всеми признано, что небольшие штоки представляют собой отдельные купола более крупных интрузивных масс». Исходя из этих двух совершенно необоснованных и не доказанных положений, Эммонс строит свою «батолитовую» концепцию. Батолит, согласно Эммонсу, — единственный возможный тип рудоносной интрузии, а гранитная магма — единственный возможный тип рудоносной магмы. При своем остывании и кристаллизации батолитовое тело выделяет рудный раствор, содержащий все металлы и постепенно перемещающийся в области все более низких температур. По мере этого перемещения раствор выделяет полезные компоненты в зависимости от их растворимости. Таким образом, вокруг батолита возникает идеальная, чисто пространственная зональность. Глубина эрозионного среза батолита определяет вскрытие на поверхности тех или иных из числа этих зон.

Эта схема построена не столько на изучении и обобщении реальных фактов, сколько на дедукции. Она слишком упрощена в смысле трактовки процесса, и в ней свалены в одну кучу месторождения, возникающие в самые различные этапы развития подвижных зон в разной тектонической обстановке и в связи с различными интрузиями. Кроме всего этого, основным недостатком данной схемы является полное пренебрежение к процессу геологического развития подвижных зон, полный отрыв от той реальной геологической обстановки, в которой протекают процессы эндогенной минерализации. Действительно, в длительном и исключительно сложном процессе своего геологического развития каждая подвижная зона испытывает очень большую эволюцию, зарождаясь сначала в виде геосинклинали, процесс развития которой неоднократно прерывается этапами складчатости, и превращаясь потом в свою противоположность — складчатый пояс, который также испытывает очень длительное развитие, проходя целый ряд этапов последовательной консолидации. Вещественный состав магматических пород и эндогенной минерализации в ходе этого развития, как было указано выше, также испытывает громадную и вполне закономерную эволюцию. Резко меняются процессы осадконакопления, тектоническая обстановка.

Однако, по Эммонсу, лишь батолиты в этом грандиозном процессе геологической эволюции остаются неизменными. В геосинклинальный ли этап развития, при превращении ли геосинклинали в складчатый пояс, или в конечные этапы его консолидации — батолит всегда остается все тем же неизменяемым, вечным батолитом, совершенно независимым от всей окружающей геологической обстановки. Это остается все та же гранитная магма, не испытывающая какого-либо изменения в процессе геологического развития подвижной зоны. Это остается все та же

система рудных жил, совершенно одинаково размещающаяся вокруг батолита, независимо от громадного изменения тектонической и структурной обстановки в ходе геологического развития подвижной зоны. В своей неизменяемости, косности, вечности батолит приобретает даже определенные мистические черты. Когда мы его не видим, когда вся геологическая обстановка не дает никаких оснований для того, чтобы предполагать наличие батолита на глубине, и даже противоречит этому предположению, Эммонс убеждает нас «верить» в этот мистический батолит и считать, что он реально существует где-то на глубине, но только еще не вскрыт эрозией. Если оруденение отчетливо связано с малыми интрузиями, Эммонс призывает нас «верить» тому, что они являются куполами батолита.

В свое время воззрения Эммонса пользовались безраздельным признанием за границей и довольно широким распространением в СССР. Однако фактический материал по металлогении Советского Союза очень скоро заставил советских геологов относиться к этим воззрениям критически, а в дальнейшем в значительной мере от них отойти. Но было бы ошибочно считать, что они полностью изжиты в сознании всех советских геологов. В свое время они были настолько популярны, что еще до настоящего времени иной раз отзвук этих воззрений чувствуется в той или иной трактовке фактического материала. С этими пережитками воззрений Эммонса следует решительно бороться. Изложенные в настоящей статье представления об эндогенной минерализации как об одной из сторон общего процесса геологического развития земной коры убедительно вскрывают всю несостоятельность воззрений Эммонса и дают прочную базу для борьбы с ними.

Несколько менее фанатично смотрит на связь рудных месторождений с магматическими породами Баддингтон. Он охотно допускает, что рудные месторождения могут быть связаны с интрузивными породами самого разнообразного петрографического состава: гранитами, гранодиоритами, сиенитами, монцонитами, диоритами, габбро и т. д. Однако он пытается установить чересчур непосредственную связь между характером рудных месторождений и чисто петрографическими особенностями интрузивных пород, с которыми они связаны. Совершенно естественно, что дальше общеизвестных закономерностей о связи платины и хромитов с ультраосновными магмами, а олова и вольфрама с кислыми Баддингтон не идет. Как только он пытается анализировать более сложные и менее показательные случаи, устанавливаемые им закономерности становятся настолько общими и расплывчатыми, что уже не могут быть использованы в качестве поисковых признаков.

Несомненно, что чисто петрографический состав магматических пород играет какую-то роль в определении характера тех рудных месторождений, которые с ними связаны, и этой ролью отнюдь не следует пренебрегать. Однако этот фактор не является решающим и нельзя переоценивать его значение. Здесь Баддингтон опять допускает ошибку, очень сходную с ошибкой Эммонса. Он рассматривает петрографический состав магматических пород как некоторый статический фактор, не связанный с процессом геологического развития земной коры. Для него любой диорит есть прежде всего диорит. Между всеми диоритами он ставит знак равенства и пытается установить специфические особенности их рудоносности без всякого учета их положения в ходе геологического развития подвижных зон. Баддингтон не учитывает также характер образуемых диоритами интрузивных тел, всю окружающую геологическую обстановку, то природное сообщество магматических пород, в которое данный диорит входит, и т. д.

Между тем, как это следует из разбора эволюции магматизма и эндогенной минерализации в ходе геологического развития подвижных зон, диориты, как почти каждая другая петрографическая разность интрузив-

ных пород, могут появляться в очень различные этапы геологического развития подвижных зон, в разной тектонической обстановке, в составе различных сообществ магматических пород и т. д. и, в зависимости от всей совокупности этих факторов, обладают той или иной рудоносностью.

Для нас диорит, или сиенит, или гранит не является каким-то статическим фактором с постоянной, неизменяемой металлогенической характеристикой, он прежде всего — член определенной природной ассоциации магматических пород, вся совокупность которых вместе с геологической обстановкой их возникновения характеризует тот процесс геологического развития данного интрузивного тела или глубинного магматического очага, который привел к возникновению как всего комплекса магматических пород, так и связанных с ними рудных месторождений. Поэтому почти любая петрографическая разность интрузивных пород может, в зависимости от своей принадлежности к той или иной природной ассоциации магматических пород, от того или иного положения в ходе геологического развития подвижной зоны, от тектонической обстановки и т. д., обладать очень различной рудоносностью.

Фактический материал по эндогенной минерализации Советского Союза, приведенный в настоящем сборнике, говорит об этом достаточно убедительно. Разберем лишь два примера. Как уже упоминалось, в ранние этапы развития подвижных зон отчетливо намечаются два направления диференциации основной магмы. Одно из них, характерное только для геосинклиналей и потому названное геосинклинальным типом диференциации, ведет от габбро через диориты, тоналиты, богатые плагиоклазом гранодиориты к плагиогранитам (трондьемитам) и кварцевым альбит-порфирам, с которыми обычно связана колчеданная минерализация. Другой тип диференциации, который также проявляется в геосинклиналях, но особенно характерен для платформ, а потому обозначенный как платформенный тип диференциации, ведет тоже от габбро через монцодиориты, монциниты к сиенитам, граносиенитам и т. д. С этим комплексом обычно связано магнетитовое оруденение. Иногда комплексы того и иного типа проявляются в тесном совместном развитии, образуя, по существу, единые комплексы сложного состава. На этом примере отчетливо видно, что одна и та же исходная габбровая магма, в зависимости от геологической обстановки своего развития, может давать разные интрузивные комплексы с резко различным характером минерализации.

В то же время, наоборот, петрографически очень сходные и иногда даже не отличимые группы пород могут обладать очень различной рудоносностью в зависимости от истории своего развития и положения в общем ходе развития подвижной зоны. Например, малые интрузии кварцевых альбит-порфиров, с которыми связана колчеданная минерализация, иногда совершенно нельзя отличить петрографически от малых же интрузий кварцевых альбит-порфиров, предшествующих гранитным батолитам средних этапов развития подвижных зон и дающих мощное золотое оруденение. Однако те и другие отвечают различным этапам развития подвижных зон, возникли в разной геологической обстановке, испытали не одинаковую историю развития и т. д. и в связи с этим обладают различной рудоносностью.

Таким образом, попытка Баддингтона установить зависимость характера минерализации лишь от одного, далеко не самого существенного фактора, а именно от петрографического состава интрузивных пород, будучи методологически неверной, заранее была обречена на неудачу.

Здесь нет необходимости критически рассматривать металлогенические концепции остальных зарубежных авторов. Это не входит в задачи настоящей статьи и должно составить предмет самостоятельного исследования. Однако и приведенного краткого разбора воззрений Эммонса и Баддингтона достаточно, чтобы показать, на каких неверных методоло-

гических позициях они стоят. Совершенно естественно, что, не владея методом диалектического материализма, они не могут методологически правильно подойти к вопросам металлогенического анализа и вынуждены топтаться на месте, безуспешно пытаясь проанализировать чрезвычайно сложный процесс развития эндогенной минерализации земной коры не в его историческом развитии, а с точки зрения отдельных, чисто статических факторов.

Следует сказать еще несколько слов о попытках зарубежных авторов поставить развитие процессов эндогенной минерализации в полную зависимость от процессов гранитизации. Повидимому, именно бессилие и неспособность зарубежных геологов решить проблему эндогенной минерализации на основе анализа ее связи с собственно магматическими процессами, бессилие, полностью основанное на неверности исходных методологических предпосылок, заставило многих из них искать в этих модных теориях своего рода якорь спасения.

Гранитизация вмещающих осадочных, вулканогенных и метаморфических толщ под интенсивным воздействием магматических эманаций с глубоким изменением этих толщ и превращением их в породы, практически не отличимые от собственно магматических пород, представляет собой процесс безусловно громадного геологического значения. Но это лишь одна из сторон общего процесса развития магматизма в ходе эволюции земной коры, и притом далеко не самая главная. Роль процессов гранитизации невелика в ранние и поздние этапы развития подвижных зон и значительно возрастает в средние этапы развития, для которых особенно характерны кислые калиевые гранитоиды. Роль гранитизации значительно больше в развитии докембрийских подвижных зон и меньше в развитии подвижных зон более молодого возраста. При этом есть достаточно веские основания считать, что это именно качественные различия в ходе геологического развития подвижных зон различного возраста, а не только та или иная глубина эрозионного среза.

Таким образом, процессы гранитизации, будучи одной из сторон общего процесса развития магматизма в земной коре, имеют вполне определенное место в ходе геологического развития подвижных зон земной коры различного возраста, причем нельзя рассматривать их как какой-то универсальный процесс возникновения гранитных пород, не зависящий ни от общего хода геологического развития земной коры (и, в частности, ее подвижных зон), ни от всей окружающей геологической обстановки. А крайние сторонники гранитизации держатся именно этих взглядов.

В виде реакции против крайностей фетишизма неизменяемого эммонсовского батолита сторонники гранитизации выдвигают другой фетиш — неизменяемый во времени и практически независимый от геологической обстановки процесс гранитизации. При этом все эммонсовские представления просто ставятся на голову. Вместо батолита, порождающего гидротермальные растворы, выдвигаются гидротермальные растворы, порождающие батолит. Вместо выделения рудных компонентов из магмы во вмещающие породы в форме рудных месторождений и через посредство гидротермальных растворов выдвигается концепция заимствования рудных компонентов гидротермальными растворами из вмещающих пород и обогащения ими возникающей в некоторых случаях магмы и т. д. Однако перевернуть наоборот все прежние представления, оставаясь по существу на прежних неверных методологических позициях, не значит еще решить проблему. К сожалению, у нас и в настоящее время иногда наблюдается недостаточно критическое восприятие зарубежных представлений о роли гранитизации как в генезисе магматических пород, так и в процессах развития эндогенной минерализации.

Точно так же некоторые из наших ученых продолжают грешить необоснованным признанием ведущей, решающей роли какого-либо одного

из весьма многочисленных геологических факторов, определяющих развитие процессов эндогенной минерализации. При этом в подобных случаях замечается определенная тенденция признать этот фактор неизменяемым или мало изменяемым в ходе геологического развития земной коры и ее подвижных зон. Например, А. П. Никольский приписывает ведущую роль ассимиляции вмещающих пород магмой. При этом магма изменяет свой состав и приобретает способность выделять, давая рудные месторождения, одни или другие рудные компоненты. Так, ассимилируя толщи глинистых сланцев, магма приобретает способность давать оловянно-вольфрамовые месторождения; ассимилируя толщи вулканогенных пород, она приобретает способность давать колчеданную минерализацию и т. д. При этом развитие процессов эндогенной минерализации уже не может, конечно, рассматриваться как одна из сторон закономерного хода геологического развития земной коры. На любых стадиях этого последнего развития ход процессов эндогенной минерализации определяется лишь составом и характером пород, с которыми магма придет в соприкосновение.

На близких, но несколько иных позициях стоит и П. Н. Кропоткин. Согласно его известной гипотезе «рудного гибридизма», основные магмы наиболее богаты полезными рудными компонентами, но, будучи бедны кремнекислотой, не обладают способностью выделять эти рудные компоненты в форме промышленно-ценных месторождений. Наоборот, кислые магмы значительно беднее полезными металлическими компонентами, но, будучи богаты кремнекислотой, в высокой степени обладают способностью выделять их в форме промышленных месторождений. Наилучшее сочетание условий возникает при ассимиляции кислыми магмами больших объемов основных пород. Заимствуя из них полезные компоненты, кислые магмы используют свой кремнезем и способность к рудовыделению для создания крупных промышленных месторождений. После всего сказанного выше нетрудно видеть, насколько неверны методологические предпосылки подобной гипотезы.

Этим можно закончить наши критические замечания. Основной их смысл сводится к тому, что в сложном, длительном и исключительно многообразном процессе развития эндогенной минерализации в земной коре и, в частности, в ее подвижных зонах ни один геологический фактор нельзя рассматривать отдельно как ведущий или решающий, способный определить все главнейшие особенности возникающих рудных месторождений. Только подходя к изучению развития процессов эндогенной минерализации как к одной из сторон геологического развития земной коры и ее подвижных зон, с учетом всей сложности той геологической обстановки, в которой процессы минерализации протекают и которая непрерывно, хотя и неравномерно, меняется в ходе геологического развития, можно подойти к правильному решению проблемы изучения эндогенной минерализации.

Те общие принципы регионального металлогенического анализа, которые изложены в настоящей статье, хотя и намечены лишь в самых общих чертах, однако ведут геологическую мысль исследователя, повидимому, именно в этом направлении.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, при производстве регионального металлогенического анализа в качестве основных структурных элементов автором принимаются структурно-металлогенические зоны, а также структурно-металлогенические формации, как совокупность однотипных структурно-металлогенических зон. Каждая структурно-металлогеническая формация характеризуется определенным комплексом эндогенных минеральных месторождений, нормальная последовательность возникновения которых в ходе

геологического развития подвижных зон земной коры указана в таблице (см. стр. 7—8). Последовательность пространственного расположения структурно-металлогенических зон различных типов вообще соответствует возрастной последовательности отвечающих им минеральных комплексов (см. таблицу) и потому может быть взята за основу для производства регионального металлогенического анализа. Представление о структурно-металлогенических зонах и формациях может послужить основанием для составления мелкомасштабных комплексных металлогенических карт значительных территорий и для выбора наиболее перспективных структурных зон для поисков того или иного металла.

Из всего изложенного ясно, что даже однотипные структурно-металлогенические зоны не только разных регионов, но нередко одного и того же региона, а иногда и отдельные участки одной и той же структурно-металлогенической зоны, могут заметно различаться между собой по характеру минерализации. Хотя эти различия не выходят за пределы одного и того же рудного (минерального) комплекса при условии, что отсутствуют явления перекрытия одной структурно-металлогенической зоны другой, однако при направлении поисковых работ на месторождения вполне определенного металла они могут оказаться решающими. Таково, например, развитие серноколчеданных, медноколчеданных или полиметаллических месторождений в зонах колчеданной минерализации, оловянных или вольфрамовых месторождений в зонах редкометальной минерализации, хромитовых, платиновых или асбестовых месторождений в зонах гипербазитовых интрузий и т. д.

Кроме того, детали распределения конкретных месторождений или рудных полей внутри благоприятных структурно-металлогенических зон, определяемые расположением рудоносных интрузий, складчатыми и разрывными локальными структурами, наличием благоприятных для оруденения горизонтов, экранов и т. д., являются решающими как непосредственно при производстве поисковых работ, так и при выборе участков для постановки детальных поисков. Таким образом, сами собой намечаются необходимость и целесообразность разделения регионального металлогенического анализа на следующие две стадии: а) анализ распределения на исследуемой территории структурно-металлогенических зон различных типов, изображение их на мелкомасштабных металлогенических картах и получение металлогенической характеристики каждой зоны и б) анализ распределения конкретных рудных полей и месторождений внутри благоприятных структурно-металлогенических зон, выявление всех геологических факторов, контролирующих это распределение, и изображение их на крупномасштабных металлогенических картах.

Совершенно естественно, что методика регионального металлогенического анализа для той и другой его стадии должна быть различна. Изложенные выше общие принципы регионального металлогенического анализа всецело относятся к первой стадии. Общие принципы подобного анализа для второй стадии пока еще не разработаны, и разработка их является одной из важнейших задач дальнейших работ в этом направлении. Однако уже и сейчас несомненно, что в основу разработки этих принципов также должно быть положено представление о структурно-металлогенических зонах и формациях.

Очевидно, что типы благоприятных структур, литологически благоприятных горизонтов и рудоносных интрузий, а также пространственная с ними связь месторождений будут различны в структурно-металлогенических зонах разного типа, т. е. в зонах разных структурно-металлогенических формаций, так как эти типы структур, горизонтов и интрузий отразят изменения конкретной тектоно-магматической и структурно-литологической обстановки рудообразования в ходе геологического развития подвижных зон от его наиболее ранних до самых поздних этапов.

В то же время все эти факторы будут достаточно сходны между собой для однотипных структурно-металлогенических зон, отвечающих сходным этапам в развитии подвижных зон земной коры и вместе с тем сходной тектоно-магматической и структурно-литологической обстановке рудообразования. Таким образом, выявление и изучение всех факторов, контролирующих распределение конкретных месторождений и рудных полей внутри структурно-металлогенических зон, должно вестись раздельно для каждой структурно-металлогенической формации, а уже затем путем сопоставления этих факторов для различных структурно-металлогенических зон возможно будет установить общие закономерности.

Задачи дальнейших работ в области регионального металлогенического анализа четко разделяются на следующие две группы.

1. Возможно более полное практическое использование уже наметившихся принципов регионального металлогенического анализа с целью определения наиболее эффективного направления поисковых работ на эндогенные минеральные месторождения.

2. Дальнейшая углубленная разработка этих принципов с целью создания достаточно обоснованной и детально разработанной передовой советской металлогенической теории.

По первой группе задач необходимо:

1. Произвести полный анализ территории Советского Союза, осваиваемой Министерством геологии, по всем промышленно важным металлам, дающим эндогенные месторождения. Выделить, с одной стороны, характерные типы месторождений, с другой стороны — регионы, районы и отдельные участки, наиболее перспективные для выявления новых месторождений каждого данного металла. В первую очередь этот анализ должен быть произведен по таким металлам, как свинец, железо, молибден, олово и др. Использование этих принципов для подобного анализа позволит Министерству геологии наметить в деле создания и расширения минеральносырьевой базы металлов определенную техническую политику, которая до сего времени практически отсутствует.

2. Распространить подобный металлогенический анализ на те части территории СССР, которые осваиваются не Министерством геологии, а другими ведомствами (ГУСМП, МВД и др.). Особенно эффективным может оказаться применение этих принципов к осваиваемой Дальстроем территории северо-востока Советского Союза, минеральносырьевые ресурсы которой используются в настоящее время далеко не в полной мере.

3. Оказать научную помощь ряду дружественных нам стран (Монголия, Китай и др.) путем проведения на основе изложенных принципов регионального металлогенического анализа их территории. В частности, есть все основания рассчитывать на выявление на мало освоенных геологически территориях Западной Монголии и Синь-Цзяна крупных месторождений редких металлов (олово, вольфрам и др.), всех главнейших рудных комплексов свинца и др.

4. Приступить к составлению комплексной металлогенической карты СССР масштаба 1 : 2 500 000 и более детальных металлогенических карт отдельных регионов. Подобные карты могли бы быть основными документами при проектировании любых поисковых работ на эндогенные месторождения металлов и значительно содействовать повышению их эффективности.

По второй группе задач, т. е. в области дальнейшей разработки предложенной методики регионального металлогенического анализа, очередными задачами являются:

1. Детализация и уточнение возрастной схемы распределения эндогенных минеральных месторождений в ходе геологического развития подвижных зон земной коры с целью охвата этой схемой всех типов эндо-

генных минеральных месторождений, известных в Советском Союзе и за рубежом.

2. Разработка подобных схем раздельно для докембрийских, палеозойских и мезо-кайнозойских подвижных зон с целью выявления качественных различий в ходе геологического развития подвижных зон различного возраста и более обоснованного применения подобных схем к металлогеническому анализу конкретных подвижных зон того или иного возраста.

3. Более тесная увязка магматического и металлогенического развития подвижных зон с другими сторонами их эволюции (осадконакопление, тектоника).

4. Получение возможно полной характеристики каждой структурно-металлогенической формации и выявление в каждой из них главнейших провинциальных и возрастных особенностей.

5. Разработка методики регионального металлогенического анализа для выяснения закономерностей пространственного распределения эндогенной минерализации (отдельных рудных полей) внутри структурно-металлогенических зон с учетом всех факторов, контролирующих такое распределение (литология вмещающих пород, структуры, интрузии, глубина эрозионного среза).

Проведение всех этих мероприятий как в отношении практического использования общих принципов регионального металлогенического анализа, так и в части их дальнейшей теоретической разработки несомненно поведет к значительному укреплению минерально-сырьевой базы Советского Союза и сильно продвинет вперед передовую советскую металлогеническую науку.

П. К. Григорьев и П. М. Татаринов

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ КАРЕЛО-ФИНСКОЙ ССР И КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Огромная территория Карело-Финской ССР и Кольского п-ова, представляющая собой юго-восточную часть Фено-Скандинавского кристаллического щита, почти нацело сложена глубоко эродированными докембрийскими формациями архея и протерозоя. Из этих образований особенно широким распространением пользуется формация архея, образующая как бы основной фон или фундамент, на котором развиты протерозойские образования и значительно реже образования палеозоя. Все эти древние образования почти сплошь покрыты рыхлыми четвертичными и современными отложениями.

Образования протерозоя довольно широко распространены в пределах Кольского п-ова, а также в южной и центральной частях Карело-Финской ССР, откуда продолжаются и в ее северо-западную часть. Однако они имеют не сплошное распространение, а образуют отдельные полосы или зоны, иногда неширокие, разделенные между собой образованиями архея. Среди таких областей распространения архея А. А. Полканов выделяет Мурманский, Беломорский и Финско-Карельский огромные блоки и некоторые более мелкие блоки, расчленяющие протерозойские образования на отдельные зоны. Юго-западной границей протерозоя является архейская глыба Финляндии и Карельского перешейка.

Среди образований протерозоя большим развитием пользуются в различной степени метаморфизованные суперкрустальные образования Карельской геосинклинальной зоны. Эти образования карелия, заключающие тела различных интрузивных пород протерозоя, слагают тектонически сложно построенные цепи карелид, образующие зоны северо-западного, значительно реже широтного простирания. В площадном распространении карелид А. А. Полканов намечает три главнейшие субзоны: Кольскую, Карельскую и Финляндскую, разделенные тремя огромными блоками образований архея.

Кольская субзона представлена образованиями протерозоя, распространенными в форме узких полос в центральной части Кольского п-ова, тянущимися с перерывами в северо-западном направлении от его восточного берега до западной границы. Эта субзона зажата между Мурманским и Беломорским блоками архея. Первый блок представлен архейскими образованиями, почти сплошь распространенными на огромной площади, тянущейся вдоль северо-восточного побережья полуострова. Второй, или Беломорский, блок включает образования архея, развитые также на огромной площади, прилегающей к берегам Белого моря в пределах Кольского п-ова и Северной Карелии.

Карельская субзона представлена протерозойскими образованиями, развитыми в форме узких полос северо-западного направления в южной, центральной и северо-западной частях Карело-Финской ССР. Особенно широко распространены протерозойские образования в юго-восточной части Карельской субзоны, т. е. на огромной площади, прилегающей к берегам Онежского озера, Сегозера, Выгозера и т. д. Отсюда протерозойские образования, тянущиеся в северо-западном направлении, распространяются в пределы Северной Карелии. Карельская субзона зажата между Беломорским и Финско-Карельским блоками архея. Первый ограничивает эту субзону с северо-востока, а второй с юго-запада, отделяя ее от Финляндской субзоны протерозойских образований.

Финляндская субзона включает образования протерозоя, развитые по северному и северо-восточному побережьям Ладожского озера. Отсюда эти образования тянутся в северо-западном направлении и переходят в пределы Финляндии, где имеют широкое распространение. Финляндская субзона образований протерозоя ограничена с северо-востока Финско-Карельским блоком архея, а с юго-запада — образованиями архея, распространенными к западу и северо-западу от Ладожского озера. Развитые здесь образования архея широко распространены в пределах Финляндии, где образуют огромную архейскую глыбу свеко-феннид. Палеозойские образования сохранились преимущественно в пределах Кольского п-ова. Здесь к ним относятся суперкрустальные образования гиперборея — эокембрия, входящие в состав каледонских складчатых цепей и сохранившиеся только на Рыбачьем п-ове и на о. Кильдине, находящихся на северной окраине Кольского п-ова. К каледонской эпохе, повидимому, относится часть трещинных интрузий, представленных дайками диабазов и габбро-диабазов, распространенных на Мурманском побережье и в других местах Кольского п-ова.

К более молодым образованиям палеозоя относятся осадочные и эффузивные породы, сохранившиеся в виде небольших участков в пределах Ловозерского щелочного массива. В осадочных породах здесь найдены отпечатки верхнедевонской флоры. К девонским образованиям А. А. Полканов относит конгломераты, обнаруженные в районе Кандалакши и на Турьем мысу. К девону, возможно, относятся и красноцветные толщи южного и восточного побережья Кольского п-ова.

К палеозойским образованиям в пределах Кольского п-ова относятся многочисленные интрузии щелочных пород. Большинство этих интрузий, в том числе наиболее крупные, расположено в центральной части Кольского п-ова, где они образуют «главный пояс щелочных интрузий». В пределах этого пояса находится и большинство полос протерозоя (Кольская субзона), представленных суперкрустальными образованиями карелия с приуроченными к ним разнообразными интрузивными породами протерозоя. Небольшого размера щелочные интрузии находятся также по периферии Кольского п-ова и в Северной Карелии, т. е. вне главного пояса щелочных интрузий.

Значительным распространением в пределах юго-западной части Кольского п-ова, по его южному побережью и в самой северной части Карелии пользуются дайки щелочных и субщелочных пород палеозойского возраста. Более молодые образования в пределах Кольского п-ова не сохранились. Однако в дальнейшем полуостров неоднократно подвергался тектоническим воздействиям, выражавшимся в многочисленных расколах кристаллических образований, сопровождавшихся дисгармоническими движениями глыб, продолжавшимися вплоть до четвертичного времени.

В пределах Кольского п-ова и Карело-Финской ССР в генетической связи с суперкрустальными и интрузивными образованиями архея, протерозоя и палеозоя встречаются разнообразные полезные ископаемые, в том числе имеющие важное промышленное значение. При этом необходимо отметить, что выделенные субзоны протерозойских образований,

главные блоки архейских образований и главный пояс щелочных интрузий, как отличающиеся между собой рядом геологических особенностей и развитием тех или других интрузивных комплексов, имеют своеобразные металлогенические черты и перспективные возможности в отношении выявления тех или иных полезных ископаемых. В дальнейшем мы и перейдем к более подробной характеристике различных образований архея, протерозоя и палеозоя, в том числе и к характеристике их металлогении.

ОБРАЗОВАНИЯ АРХЕЯ И ИХ МЕТАЛЛОГЕНИЯ

Наиболее древним комплексом архея является мощная толща парагнейсов, широко распространенная в северо-западной части Кольского п-ова, т. е. в пределах Мурманского блока архейских образований. Эта же толща парагнейсов имеет широкое распространение и вдоль побережья Белого моря в Северной Карелии, продолжаясь в северном направлении в юго-западную часть Кольского п-ова и вдоль его южного побережья. Здесь эта толща парагнейсов слагает бóльшую часть Беломорского блока архейских образований.

В северо-западной части Кольского п-ова толща парагнейсов представлена нижней свитой биотито-гранатовых гнейсов и верхней свитой биотитовых гнейсов с подчиненными им месторождениями железных руд. Последние здесь представлены тремя полосами магнетитовых сланцев, приуроченными к трем синклинориям северо-западного простирания, сложенным двумя указанными свитами парагнейсов. Северная полоса магнетитовых сланцев пересекает Кольский фиорд несколько севернее г. Мурманска, средняя полоса этих же сланцев распространена в районе ст. Шонгуй и ст. Лопарская, а южная полоса пересекает железную дорогу между ст. Имандра и ст. Оленья. Указанные три полосы магнетитовых сланцев образуют крупную железорудную базу Кольского п-ова.

Беломорская толща парагнейсов, широко распространенная по западному побережью Белого моря и в южной части Кольского п-ова, представлена в основном биотитовыми, биотито-гранатовыми, биотито-кианитовыми, биотито-амфиболовыми и другими гнейсами, амфиболитами и т. д. Особенно широко в этом комплексе распространены мигматиты, образованные более молодыми гранитами и пегматитами. В беломорском комплексе парагнейсов почти все породы в большей или меньшей степени затронуты процессами мигматизации гранитным и пегматитовым материалом. Аналогичные породы, представленные гнейсами и другими кристаллическими сланцами, встречаются во многих местах Центральной и Южной Карелии, но занимают обычно небольшие участки среди архейских гнейсо-гранитов.

Магнетитовые сланцы, сходные с аналогичными породами Кольского п-ова, в беломорской толще парагнейсов известны только в пределах небольшого участка в районе Хизоварского кианитового месторождения, находящегося западнее ст. Лоухи.

В постсвионийскую, или первую, эпоху диастрофизма древнейшая толща парагнейсов, относимая к свионию, была интенсивно дислоцирована в сложные складки, образующие цепи саамид. С этой эпохой диастрофизма совпала интенсивная интрузивная деятельность, начальный период которой представлен основными изверженными породами, а затем более поздними мощными интрузиями гранитных пород. Основные породы в дальнейшем подверглись сильному метаморфизму и теперь представлены комплексом габбро-амфиболитов, пироксеновых амфиболитов, амфиболитов и амфиболовых гнейсов. Эти древние сильно метаморфизованные основные породы залегают среди древнейших пара-

гнейсов архея в форме пластообразных, линзообразных тел, даек, небольших массивов и т. д.

Постсвионийские гранитные породы в основном представлены комплексом олигоклазовых гнейсо-гранитов и гранодиоритов. В Карелии местами встречаются альбитовые гнейсо-граниты, а на Кольском п-ове гиперстеновые гнейсо-диориты и др. Эти гранитные породы в пределах Карелии и Кольского п-ова иногда занимают огромные площади, образуя антиклинал-батолиты, ареал-плутоны, согласные интрузии в складчатых зонах гнейсов и т. д. С этими постсвионийскими гранитными породами связаны широко развитые зоны мигматитов.

Более молодые архейские породы в пределах Кольского п-ова и Карелии представлены комплексом основных изверженных пород и комплексом гранитных пород, интрузии которых были одновременны с постботнийской эпохой диастрофизма. Постботнийский комплекс основных интрузивных пород (друзитовая серия), представленный габброноритами, реже перидотитами, пироксенитами, анортозитами, амфиболитами и др., развит преимущественно в юго-западной части Кольского п-ова и в Северной Карелии, где породы комплекса залегают небольшими интрузиями гипабиссального типа. Эти породы распространены преимущественно в пределах Беломорского блока архея.

К постботнийскому возрасту относятся крупные массивы сильно метаморфизованных интрузивных основных пород северного побережья Кандалакшского залива, представленные габбро-норитами, метаморфизованными габбро, анортозитами, гранат-амфибол-пироксеновыми гнейсами, амфиболитами и т. д. К постботнийскому возрасту, повидимому, относятся метадиабазы, метагаббро, метапикриты, метапорфириты, амфиболиты и другие сильно метаморфизованные основные и ультраосновные породы, развитые во многих местах Центральной и Южной Карелии (Свят-Наволок, Сегозеро, Ребольский, Ухтинский и другие районы).

К постботнийской эпохе диастрофизма, повидимому, относится комплекс гранулитов, представленный гиперстеновыми норитами и диоритами, эклогитами, гиперстено-гранатовыми гранулитами и другими гранулитами гранитного состава. Этот комплекс гранулитов развит в западной пограничной части Кольского п-ова на Сальной тундре, в районе Нотозера и т. д. Здесь он представляет юго-восточную часть огромного плутона, продолжающегося в Финляндию.

Гранитные породы второй группы, относящиеся к постботнийской эпохе диастрофизма, в основном представлены мощными интрузиями микроклиновых гранитов и гранодиоритов. Они слагают огромный Мурманский плутон на северо-восточном побережье Кольского п-ова, небольшие плутоны в южной, западной и других частях полуострова. В Карелии эти же гранитные породы образуют плутоны в Ухтинском районе, западнее г. Петрозаводска, по восточному побережью Онежского озера и т. д. С постботнийскими гранитами связаны мощные зоны мигматитов, пегматиты и аплиты.

Пегматиты, генетически связанные с постботнийскими гранитами, распространены во многих местах Кольского п-ова и Карелии. Наибольшей известностью пользуется пегматитоносный район западного побережья Белого моря и юго-западной части Кольского п-ова. Здесь пегматиты пользуются очень широким распространением в пределах площади развития беломорского комплекса парагнейсов. В минералогическом отношении, кроме обычных минералов, для них характерны редкоземельные минералы. Эти пегматиты имеют серьезное промышленное значение и во многих местах разрабатываются для добычи мусковита и полевошпатового керамического сырья. Площадь распространения пегматитов целиком попадает в пределы Беломорского блока архея.

Большого внимания заслуживают слюдоносные пегматиты, развитые в Рамозерском, Стрельнинском и других районах Кольского п-ова, генетически связанные с архейскими гранитными породами.

С указанными комплексами изверженных и метаморфических пород архея в пределах Кольского п-ова и Карелии генетически связано оруденение нескольких типов (железорудное, пиритовое, пирротиновое и молибденитовое оруденения). С комплексом олигоклазовых гнейсо-гранитов и отчасти гиперстеновых гнейсо-диоритов генетически связано высокотемпературное пирито-пирротиновое оруденение типа фальбанд. Это оруденение установлено во многих пунктах по Кольскому и Карельскому побережьям и островам Кандалакшского залива Белого моря. Оруденение представлено узкими зонами, проходящими среди кристаллических сланцев свиония, преимущественно среди амфиболитов и амфиболовых сланцев, с вкрапленностью пирротина, пирита, арсенопирита, халькопирита, галенита, сфалерита и др. Руды содержат медь, никель, кобальт, цинк, свинец, олово, титан, молибден, ванадий, золото, серебро, мышьяк и другие полезные ископаемые. По масштабу оруденения эти месторождения мало интересны.

Признаки молибденитового, пиритового и пирротинового оруденения, генетически связанного с комплексом олигоклазовых гнейсо-гранитов и гиперстеновых гнейсо-диоритов, с комплексом гранулитов (западная часть Кольского п-ова) и комплексом постботнийских микроклиновых гранитов (р. Тулома), были отмечены во многих пунктах на Кольском п-ове и в Карелии. Все эти точки, однако, не имеют практического значения и не заслуживают внимания, за исключением кварцевой жилы с молибденитом, находящейся в 200 *км* западнее ст. Африканда. Эта жила залегает среди гранулитов, у их контакта с массивом микроклиновых гранитов.

Железорудные месторождения. Как уже было отмечено выше, в пределах северо-западной части Кольского п-ова известны три полосы биотитовых гнейсов с железорудными месторождениями, приуроченные к трем синклинориям северо-западного простирания.

Месторождения Кольского фиорда приурочены к полосе биотитовых гнейсов, тянущейся в северо-западном направлении к нижней части р. Титовки. Рудные тела представлены здесь магнетитовыми сланцами, образующими пачки удлиненных линз или пластов, перемежающихся с амфиболитами и падающих круто на юго-запад. Руды состоят из магнетита, кварца и амфибола грюнерит-куммингтонитового ряда; иногда в виде обильной вкрапленности присутствуют пирит и пирротин. Эти минералы обычно обособляются в виде тонких полосок и придают руде характерную полосчатую текстуру.

Месторождения Шонгуй-Лопарской полосы, развитые юго-восточнее одноименных станций, подчинены гнейсам и тесно связаны с пачками габбро-амфиболитов или гиперстеновых гнейсо-диоритов. Руды представлены грюнерито-магнетитовыми или гиперстено-магнетитовыми сланцами. Залежи имеют форму вытянутых и изогнутых линз небольших размеров.

Месторождения Приимандровского района представлены магнетитовыми и магнетито-гематитовыми кварцитами и сланцами, залегающими среди биотитовых гнейсов, образующих крылья синклинория, опрокинутого на северо-восток. Наиболее крупные залежи находятся на горе Кирова, близ ст. Оленья и в других местах. Руды состоят из магнетита, частью из гематита, кварца и незначительного количества роговой обманки; они хорошо обогащаются и дают чистые концентраты. Месторождения Приимандровского района обладают весьма крупными запасами.

Месторождения Приимандровского района, повидимому, образовались в результате метаморфизма осадочных пород. Такого же генезиса,

вероятно, месторождения Кольского фиорда и Шонгуй-Лопарской полосы, но не исключена возможность, что частью они генетически связаны с интрузиями гиперстеновых диоритов и олигоклазовых гранитов, являясь продуктом гипомагматического метасоматоза пород габбро-диоритового состава, как предполагает А. А. Полканов.

Железорудные месторождения Карелии, известные в районе Гимольского озера и Суккозера (западнее ст. Медвежьегорская), подчинены железорудной формации кристаллических сланцев (кварциты, кварцево-биотитовые, амфиболовые, биотито-серицитовые и другие сланцы, амфиболиты и т. д.), залегающей согласно среди плагиоклазовых и биотитовых гнейсов. Эта сильно дислоцированная толща, повидимому архейского возраста, мигматизирована серым и розовым гранитным материалом. Месторождения представлены магнетитовыми кварцитами и сланцами полосчатой текстуры (чередование магнетитовых и кварцевых тонких прослоев), состоящими из магнетита, кварца, небольшого количества роговой обманки, реже хлорита и других минералов. Эти месторождения очень сходны с месторождениями магнетитовых кварцитов и сланцев Кольского п-ова и, повидимому, также образовались в результате метаморфизма железорудной осадочной толщи нижнего архея. К этому типу относятся железорудные месторождения Маньгинской аномалии, находящейся в 65 *км* к запад-юго-западу от г. Петрозаводска. В пределах этой аномалии установлена мощная рудная зона, представленная магнетитовыми кварцитами, вытянутая в направлении, близком к меридиональному, и тянущаяся на десятки километров. Руды содержат около 30—38% железа, много серы, 0,1—0,15% фосфора, до 0,2% меди, до 0,1% цинка, следы мышьяка и никеля. Сходного типа железорудные месторождения установлены в районе Костамукши, находящейся в западной части центральной Карелии.

Как отмечено выше, в беломорском комплексе магнетитовые сланцы, сходные с аналогичными сланцами железорудных месторождений Кольского п-ова, обнаружены в районе Хизоварского кианитового месторождения, находящегося юго-западнее ст. Лоухи, Кировской ж. д.

С архейской толщей парагнейсов и кристаллических сланцев в пределах Северной Карелии генетически и территориально тесно связаны крупные месторождения кианита: Хизоварское (юго-западнее ст. Лоухи) и Удинское (в районе г. Беломорска). С этой же толщей тесно связано Шуерецкое месторождение граната и кианита, находящееся вблизи ст. Шуерецкая, Кировской ж. д.

Месторождение силлиманита, подчиненное гнейсовой толще архея, известно у северного контакта Ловозерского щелочного массива. Повышенное содержание кианита и силлиманита также установлено в комплексе гранатовых гнейсов архейского возраста, развитых в районе р. Туломы, в районе Нотозера и в других местах Кольского п-ова.

ОБРАЗОВАНИЯ ПРОТЕРОЗОЯ И ИХ МЕТАЛЛОГЕНИЯ

Как уже отмечалось, образования протерозоя довольно широко распространены в пределах Кольского п-ова, в Южной и Центральной Карелии, откуда продолжаются и в ее северо-западную часть. Однако стратиграфия протерозоя до сих пор окончательно не разработана, и существуют разногласия даже по основным вопросам расчленения протерозоя. Например, некоторые исследователи (Л. Я. Харитонов) карельские образования южной и центральной частей Карелии разделяют на два самостоятельных отдела, разделенные периодом диастрофизма с соответствующими ему по времени интрузиями гранитов. Другие исследователи (Н. Г. Судовиков) эти же гранитные интрузии относят к посткарельской эпохе диастрофизма, отрицая существование в карельских суперкрустальных образованиях большого перерыва, соответствующего

периоду диастрофизма. Также недостаточно разработана стратиграфия протерозойских образований Кольского п-ова. Учитывая сказанное, при дальнейшем изложении мы будем придерживаться наиболее принятого разделения протерозоя на образования карелия, иотния и хогландия.

КОЛЬСКАЯ СУБЗОНА ПРОТЕРОЗОЙСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ

Суперкрустальные образования карелия, слагающие в пределах Кольского п-ова тектонически сложные цепи карелид и объединяемые в Кольскую субзону, распространены в форме узких полос или зон северо-западного, реже широтного простирания, разделенных образованиями архея. Наиболее отчетливо выражена зона Имандры — Варзуги, тянущаяся от оз. Имандры к верховьям р. Варгузи и далее до восточного берега Кольского п-ова. В западном направлении эта зона переходит на западное побережье оз. Имандры и включает основные и ультраосновные интрузии тундр Монче—Волчья и других.

Зона Имандры—Варзуги представлена сильно дислоцированными суперкрустальными образованиями карелия, среди которых наибольшим развитием пользуются метаморфизованные эффузивные породы спилито-диабазовой формации, значительно реже встречаются интрузивные диабазы и габбро-диабазы, а также и осадочные породы. Например, к югу от Хибинских тундр в свите развиты шаровые лавы, порфириты, мадельштейны, вариолиты, хлорито-актинолитовые, альбито-хлоритовые сланцы, туфобрекчии, агломераты, роговики, а также серицитовые сланцы-филлиты, углистые сланцы, кварциты, доломиты, известняки и др. На западном побережье оз. Имандры в свите известны кварциты, зеленокаменные сланцы, доломитовые сланцы и др. В восточной части зоны также преобладают метаморфизованные основные эффузивные породы, а из осадочных присутствуют мергелистые известняки, мраморовидные доломиты, филлиты, туффиты и др. В известняках и доломитах присутствуют остатки известковых водорослей *Stromatolithes*.

В западном направлении, после некоторого перерыва, описанная зона Имандры—Варзуги разделяется гранулитовым поясом на две ветви или зоны: южную и северо-западную. Северо-западная зона включает протерозойские образования хребта Лыствыд—Кеулик и тундр Печенга—Кучин. Южная зона представлена протерозойскими образованиями тундры Корва. В пределах тундр района Печенга—Кучин развита свита карелия, очень сходная с свитой Имандры—Варзуги, состоящая в главной массе из метаморфизованных эффузивных пород (диабазы, мандельштейны, шаровые лавы, андезиты, туфы, агломераты) и содержащая также осадочные породы (конгломераты, доломиты, кремнистые сланцы, кварциты, аркозы, глинистые сланцы-филлиты с углистым веществом), в которых была найдена фауна, близкая к нижнепалеозойской.

Образования карелия, развитые в пределах хребта Лыствыд—Кеулик—Толпывыд, у устья рек Поноя и Снежницы и на тундре Пулмас, представлены в основном метадиабазами и сланцеватыми амфиболитами; встречаются также осадочные породы. К образованиям карелия, повидимому, относится свита тундры Корва, представленная гранат-кианит-ставролитовыми слюдяными сланцами и гнейсами. [1]

К карельским образованиям А. А. Полканов склонен был относить и мощную свиту хребта Кейв, развитую вдоль северных притоков р. Поноя. Эта свита имеет также северо-западное простирание и состоит из гранатовых и слюдяных гнейсов, кианитовых, ставролитовых, силлиманитовых гнейсов и сланцев, слюдистых кварцитов, гранато-слюдяных

[1] Свита тундры Корва, согласно последним исследованиям, является верхней частью архейской толщи парагнейсов.

и графито-слюдяных сланцев, изредка встречаются кристаллические известняки и филлиты и т. д. Возраст кейвской свиты до сих пор остается не выясненным, но не исключена возможность, что она является более молодой, так как ее ранее Полканов относил к эопалеозою (верхнему протерозою).

Кейвской свите кристаллических сланцев подчинены черные кианитовые сланцы, прослеживающиеся по простиранию на 140 *км* и имеющие крупное промышленное значение по огромным запасам богатых кианитовых руд, сравнительно легко обогащающихся и дающих кондиционные концентраты кианита.

Суперкрустальные образования карелия Кольской субзоны в посткарельскую эпоху диастрофизма подверглись интенсивной складчатости, и образовались тектонически сложные цепи карелид северо-западного, местами широтного и даже северо-восточного простирания. Большую роль в формировании карелид играли дислокации разрывного и надвигового типа, обусловившие, в частности, тектонические границы зон карелид с архейскими образованиями (блоками). Например, на южный край свиты Имандры—Варзуги надвинут северный край Беломорского блока архея, на северный край кейвской свиты, повидимому, надвинут Мурманский блок архея и т. д. Тектонические границы свит или зон карельских образований частью, вероятно, обусловлены более молодыми грабенообразными опусканиями карелид и т. д.

Карельские образования Кольской субзоны претерпели довольно сильный метоморфизм, выраженный фацией зеленых сланцев, а в глубоких горизонтах осевых кульминаций и в зонах движения синкинематических основных интрузий (тундры Монче, Волчья, Сальная) — эпидото-амфиболитовой и амфиболитовой фациями. Метаморфизм кейвской свиты выражен амфиболитовой фацией и в значительной степени обусловлен воздействием огромных интрузий щелочных гранитов.

С посткарельской эпохой диастрофизма в пределах Кольской субзоны совпала мощная интрузивная деятельность, выразившаяся в образовании сложного комплекса основных и ультраосновных пород и такого же комплекса гранитных пород с их мигматитами и пегматитами. А. А. Полканов считает, что одновременно с посткарельской складчатостью образовались интрузии микроклиновых гнейсо-гранитов, расположенные по окраинам суперкрустальных образований карелия и в местах кульминации осей их складчатых систем. Предшествуя им, возможно, происходили интрузии габбро-анортозитов, образовавшие плутоны по окраинам гранулитового пояса, а также некоторые из пограничных плутонов тундр Волчьей и Чуна. Синкинематично с надвигами по расколам происходили интрузии перидотит-серпентинитов тундр Печенга—Кучин, Толпь—Кеулик и Подас, образовавшие массивы на границе гранулитового пояса, и комплекса перидотитов—норитов—габбро тундр Волчья—Чуна—Монче, Федоровой, Панских, Сальной, Корва и др. Породы аналогичного комплекса в Северной Карелии известны по северному берегу Ковдозера и в районе Оланги (северное побережье Пяозера). С этим комплексом основных и ультраосновных пород связано медно-никелевое сульфидное оруденение.

Посткарельская интрузивная деятельность закончилась, как считает А. А. Полканов, образованием посторогенных дискордантных плутонов микроклиновых порфировидных гранитов и гранодиоритов, внедрившихся одновременно с разрывами посткарельской эпохи и находящихся частью в прилегающих блоках образований архея (Лица-плутон, Ара-Поррьяс-плутон, плутон Терьего мыса). С посткарельскими гранитами генетически тесно связаны мощные зоны мигматитов и пегматиты. Одновременно с интрузиями основных пород в архейских блоках, повидимому, образовались многочисленные расколы и приуроченные к ним дайки диабазов.

Необходимо заметить, что среди суперкрустальных образований карелия (зона Имандры—Варзуги) изредка встречаются мелкие тела кварцевых порфиров и альбитофиров, интрузии (а возможно частью и излияния) которых происходили ранее посткарельских интрузий основных пород и гранитов. Кварцевые порфиры и альбитофиры, повидимому, образовались в самые начальные фазы посткарельской эпохи диастрофизма.

Металлогенические особенности Кольской субзоны протерозойских образований

Месторождения пирротина и пирита, генетически связанные, повидимому, с интрузивными и эффузивными породами диабазовой и габбро-диабазовой формаций карелия, известны во многих местах Кольского п-ова. Пирротиновое и пиритовое оруденение в свите Имандры—Варзуги установлено по южному контакту Хибинского массива, на о. Высоком и на западном берегу оз. Имандры и в других местах. Пирротиновое оруденение известно в сланцеватых амфиболитах тундр Толпьвыд—Кеулик, в зеленокаменных породах района Печенга—Кучин, в кремнистых сланцах тундры Кучин и т. д. Наиболее интересными являются месторождения, расположенные вблизи южного контакта Хибинского массива, ранее генетически связывавшиеся с щелочными породами Хибинского плутона. Оруденение представлено богатыми вкрапленными рудами, приуроченными к контактовым роговикам осадочно-эффузивной толщи Имандры—Варзуги. Месторождения известны на склонах Ловчорра в Пирротиновом ущелье, на склонах Тахтарвумчорра и т. д. Руды состоят из пирротина, пирита; встречаются халькопирит, реже магнетит, сфалерит и др. Месторождения имеют форму неправильных пластообразных и линзообразных залежей. Руды содержат 12—24% серы, а также медь, цинк, никель и кобальт. Пирротиновое и пиритовое оруденение встречается в приконтактовых зонах посткарельских гранитов

Медно-никелевые месторождения Кольского п-ова, имеющие большое промышленное значение, генетически и территориально тесно связаны с комплексом основных и ультраосновных интрузивных пород посткарельской эпохи диастрофизма. Наиболее крупные месторождения тундр Монче—Волчьей—Чуны связаны с комплексом перидотитов—норитов—габбро, а Печенги — с комплексом перидотитов—серпентинитов. Оруденение несомненно относится к магматическому типу, хотя в последнее время многие исследователи считают возможным частично относить его к гидротермальному типу, особенно для месторождений жильной формы и приуроченных к брекчированным тектоническим зонам разломов. Руды преимущественно вкрапленные, реже массивные, сплошные, состоящие из пирротина, пентландита, халькопирита, магнетита; реже присутствуют сфалерит, титаномагнетит, пирит, ильменит и др. Очень интересное медно-никелевое оруденение аналогичного типа обнаружено в районе Ловозера.

В отношении медно-никелевого сульфидного оруденения особенно перспективны зоны эффузивно-осадочных образований Печенги—Кучин и Имандры—Варзуги, к которым приурочены массивы основных и ультраосновных пород с их промышленным медно-никелевым оруденением. В отношении поисков аналогичных месторождений перспективны тундры: Федорова, Панские, Кеулик—Толпьвыд, Подас, Сальная, Пулмас, у устья р. Поноя и другие на Кольском п-ове, в пределах которых развиты массивы основных и ультраосновных пород, приуроченные к зонам эффузивно-осадочных образований карелия.

В пределах Северной Карелии медно-никелевое оруденение установлено среди основных и ультраосновных пород, развитых по северному берегу Ковдозера и по северному берегу Пяозера (Северная Карелия,

район Оланги); эти районы заслуживают внимания в отношении поисков месторождений указанного типа.

Некоторого внимания заслуживают также ультраосновные интрузии (перидотиты, пироксениты, габбро) Ветренного пояса, приуроченные к полосе карелид, развитых в Центральной Карелии к югу от побережья Онежской губы Белого моря. В этой полосе в ее восточной части среди массивов ультраосновных пород обнаружено своеобразное вкрапленное оруденение, представленное самородным железом, хромитом, магнетитом и пентландитом. Следовательно, в отношении медно-никелевого оруденения в пределах Кольского п-ова, отчасти в Карелии, имеются весьма большие перспективные возможности. Особенно в этом отношении перспективна Кольская субзона протерозойских образований, находящаяся в пределах главного пояса щелочных интрузий Кольского п-ова.

К и а н и т. К кейвской свите кристаллических сланцев, как отмечено несколько выше, приурочены крупнейшие по запасам месторождения кианита. Руды их представлены черными кианитовыми сланцами, содержащими в среднем от 40 до 60% кианита. Горизонт этих сланцев прослежен в длину на 140 *км*, мощность их около 50—60 *м*. Сланцы состоят в основном из кианита и кварца; присутствуют черное углистое вещество, ставролит, рутил и др. Руды сравнительно легко обогащаются и дают кондиционные концентраты.

М е с т о р о ж д е н и я л и т и я. Большое промышленное значение имеют сподуменовые пегматиты у сев.-вост. окраины хребта Кейв.

КАРЕЛЬСКАЯ СУБЗОНА ПРОТЕРОЗОЙСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ

В пределах Карело-Финской ССР наибольшим распространением образования карелия пользуются в Южной и Центральной Карелии, входя в состав Карельской субзоны, продолжающейся в западную часть Северной Карелии. В Южной Карелии наибольшую площадь образования карелия занимают по северо-западному побережью Онежского озера. Широким распространением пользуются образования карелия к северо-западу, западу и юго-западу от Сегозера, где образуют ряд зон северо-западного простирания. В районе Выгозера начинается зона образований карелия, тянущаяся далеко в северо-западном направлении и захватывающая районы Тунгудского озера, Шуезера, Маслозера и Топозера. Более сложной по строению является Кукасозерско-Панозерская зона, продолжением которой являются протерозойские образования, развитые на обширной площади в районе Куолоярви. Более мелкие зоны карельских образований встречаются и в других местах описываемой Карельской субзоны, в пределах Финско-Карельского блока архейских образований, например в районе оя. Суоярви, Туломозера и других местах.

Во всех упомянутых зонах протерозой представлен карельскими суперкрустальными образованиями, в различной степени метаморфизованными и заключающими тела посткарельских кварцевых порфиров, кератофиров, гранитов и гранодиоритов. Магматические породы встречаются и вне зон карелия на площадях, сложенных археем.

В Южной Карелии в районе Онежского озера и Сегозера нижний карелий или сегозерский отдел представлен в основном мощной толщей аркозов и кварцитов, в основании которой местами залегают базальные конгломераты. Верхняя толща карелия, или онежский отдел, представлена глинистыми, кремнистыми и шунгитовыми сланцами и нижележащими доломитами, доломитизированными известняками (мраморами). Сланцевая толща с подчиненными ей месторождениями шунгита особенно хорошо представлена на Заонежском п-ове.

Более метаморфизованными являются образования карелия Кукасозерско-Панозерской зоны, в ее западной части представленные базальными сланцами, кварцитами, слюдяными сланцами, филлитами, извест-

няками и доломитами, выше которых залегают, повидимому, более молодые конгломераты, кварциты и доломиты. В центральной и восточной частях Кукасозерско-Панозерской зоны, кроме того, присутствуют графитовые сланцы, амфиболиты, биотит-эпидотовые сланцы, амфиболовые сланцы и гнейсы и т. д.

Исключительно большую роль в Карельской суперкрустальной формации, развитой в пределах Карельской субзоны, играют вулканогенные основные породы и реже основные интрузивные породы, залегающие в форме пластообразных масс в различных горизонтах карелия, переслаиваясь с осадочными породами. Вулканогенные породы представлены метаморфизованными диабазами, мандельштейнами, шаровыми лавами, порфиритами, афанитами, вариолитами, туфами, агломератами и продуктами их метаморфизма — зелеными сланцами (хлорито-эпидотовыми, актинолитовыми и др.), амфиболитами и т. д. Интрузивные породы представлены диабазами и габбро-диабазами.

К образованиям карелия, повидимому, относятся зеленокаменные породы и развитые совместно с ними оливиновые и безоливиновые базальты и перидотиты, распространенные в пределах Ветренного пояса, на водоразделе между Онежским озером и Онежской губой Белого моря. Комплекс базальтов и перидотитов изучен весьма недостаточно, а поэтому не ясно и их стратиграфическое положение, но вполне возможно, что они являются почти не метаморфизованными основными породами карелия.

В посткарельскую эпоху диастрофизма описанные суперкрустальные образования карелия были интенсивно дислоцированы в мощные складчатые цепи карелид, в формировании которых большую роль играли также разрывные дислокации и движения надвигового характера. С посткарельской эпохой диастрофизма совпали мощная интрузивная деятельность и метаморфизм суперкрустальных образований карелия. Для эффузивных и интрузивных пород карельской формации, особенно в южных районах Карелии, характерно развитие фаций зеленых сланцев. В направлении к северу и северо-западу от Онежского озера степень метаморфизма постепенно возрастает и все большее и большее развитие получают породы амфиболитовой фации. Породы Панозерско-Кукасозерской зоны представлены уже амфиболитовой фацией.

В начальные фазы мощной посткарельской интрузивной деятельности, повидимому, образовались кварцевые порфиры, альбитофиры и кератофиры, залегающие среди образований карелия в форме мелких интрузивных тел, частично, возможно, излившиеся на поверхность. Эти породы встречаются в районе Свят-Наволок—Покровское, в Тунгудском, Шуезерско-Маслозерском, Шомбозерском районах, севернее Оланги и в других местах. Несколько неясно стратиграфическое положение габбро-диабазов Пудожгоры, Койкары, Янгозера, с которыми связано весьма интересное титаномагнетитовое оруденение. Интрузии этих пород, скорее всего, происходили в конце карельской эпохи седиментации.

В посткарельскую эпоху диастрофизма образовался довольно распространенный комплекс микроклиновых гранитов и гранодиоритов с их мигматитами. Массивы этих гранитных пород известны в Надвоицком, Тунгудском, Пяяварском, Подужемском, Топозерско-Панозерском, Пяозерском, Тикшозерско-Кукасозерском, Куолоярвинском и других районах Карельской субзоны. Массивы посткарельских гранитов с их мигматитами встречаются местами и в пределах соседних блоков архейских образований.

Образования хогландия и иотния

В Южной Карелии эти образования развиты по западному побережью Онежского озера, являясь как бы юго-восточным продолжением Карельской субзоны карелид. К хогландию здесь относится суйсарский

вулканический комплекс, южнее которого расположены кварцито-песчаники с прорывающими их интрузивными габбро-диабазами, относящимися к иотнийским образованиям.

Суйсарский вулканический комплекс развит севернее г. Петрозаводска по побережью Онежского озера и его Кондопожской губы. В состав суйсарского комплекса входят диабазы, порфириты, мандельштейны, вариолиты, шаровые лавы, туфы, агломераты и т. д. От более древних карельских эффузивных пород суйсарский комплекс отличается меньшей степенью метаморфизма (характерна альбитизация).

Кварцито-песчаники, относящиеся к иотнию, развиты к югу от г. Петрозаводска по юго-западному побережью Онежского озера. Они представлены серыми и красными разностями с редкими прослоями глинистых сланцев. С этими песчаниками объединены и песчаники Каменного Бора, по данным В. М. Тимофеева, связанные с ними постепенными переходами. Свита песчаников образует пологую синклиналь, усложненную по краям более сильными нарушениями.

Иотнийский комплекс габбро-диабазов, залегающих среди песчаников в форме пластовых интрузий (силлей), представлен габбро-диабазами, кварцевыми диабазами, афанитовыми диабазами. Эти же породы встречаются по восточному побережью Онежского озера в виде небольших интрузий среди архейских пород, западнее Маслозера и на островах северной части Ладожского озера.

Металлогенические особенности Карельской субзоны

С архейскими и протерозойскими образованиями в пределах Карельской субзоны генетически и территориально связано довольно разнообразного типа оруденение. Оруденение, связанное с архейскими образованиями, было охарактеризовано ранее, и здесь только следует отметить, что наиболее интересным является железорудное оруденение осадочно-метаморфогенного типа, приуроченное к свионийской толще парагнейсов и кристаллических сланцев. Месторождения этого типа, представленные магнетитовыми кварцитами и сланцами, известны в районе Гимольского озера и Суккозера, около Костамукши (западнее г. Беломорска, вблизи границы). В дальнейшем будут изложены только металлогенические особенности протерозойских образований.

Медное оруденение, территориально приуроченное к зонам карелид, довольно часто встречается в пределах Южной и Центральной Карелии. Генетически это гидротермального типа медное оруденение здесь связано с эффузивными и интрузивными основными породами диабазовой формации карелия и только частично, возможно, с гранитами, кварцевыми порфирами и кератофирами посткарельской эпохи. Медное оруденение, связанное с диабазовыми породами, известно в пределах Заонежского п-ова, в районах Кончозера, Сегозера и т. д. Довольно распространенным является жильный тип, представленный кварцевыми, кальцитовыми и кварцево-кальцитовыми жилами, главным рудным минералом которых является халькопирит и реже халькозин. Некоторые месторождения представлены вкрапленностью сульфидов в более крупнозернистых участках диабазов или в контактовых зонах сланцев с диабазами и т. д. Рудным минералом здесь также является халькопирит. Оруденение непостоянное и незначительное по масштабам.

Кварцево-кальцитовые жилы с халькопиритом Тунгудско-Шуезерского района отличаются присутствием галенита и вкрапленности молибденита в зальбандах жил. Это оруденение, возможно, генетически связано с кварцевыми порфирами и кератофирами или с гранитами посткарельской эпохи. Представителем этого типа является Шуезерское месторождение, представленное серией жил, содержащих пирит, халькопирит, галенит, молибденит и другие минералы.

Примером месторождений с вкрапленными рудами является месторождение Воронов Бор, приуроченное к контакту диабазового мандельштейна с кварцитами. Рудные минералы — халькопирит, борнит, халькозин и медная зелень, образующие вкрапленность в кварците. Сходного типа месторождения известны в Ухтинском районе (Ребой-Вара) и других места. Несколько отличается Надвоицкое медное месторождение, руды которого содержали золото. Это месторождение выработано.

Железорудные месторождения, представленные маломощными и быстро выклинивающимися жилами, содержащими гематит или магнетит, известны у деревень Койкары, Пергубы и в других местах. Генетически они связаны, повидимому, с эффузивными и интрузивными породами диабазовой формации карелия. Практического интереса это оруденение не имеет.

Месторождения барита Южного Оленьего о-ва, залегающие в форме неправильных гнезд и небольших жил среди карбонатных пород (доломитов, известняков) карельской формации, генетически, повидимому, также связаны с эффузивными и интрузивными породами диабазовой формации карелия. Эти месторождения — низкотемпературные, гидротермального типа, в настоящее время сильно выработаны.

Титаномагнетитовое оруденение, генетически связанное с гипабиссальными интрузиями габбро-диабазов, установлено в районе Пудожской горы, в районе сел Койкары и Янгозера. По своему стратиграфическому положению габбро-диабазы относятся к верхам карельской формации (нижний протерозой), а возможно и к верхнему протерозою.

Наиболее выявленное Пудожгорское месторождение титаномагнетита расположено на восточном побережье Онежского озера и приурочено к мощной, повидимому, пластообразной интрузии рудоносных габбро-диабазов, полого падающей на юго-запад. Пластообразное рудное тело залегает ближе к лежачему боку интрузии и представлено габбро-диабазами с интенсивной вкрапленностью титаномагнетита. Суммарная мощность рудного тела около 12—20 *м*. Оруденение магматического типа, в рудах содержится в среднем около 25—30% железа, 8—10% окиси титана и около 0,34% окиси ванадия.

Аналогичного типа титаномагнетитовое оруденение, приуроченное к интрузиям габбро-диабазов, установлено вблизи сел. Койкары. Руды по составу и структуре близки к пудожгорским, но несколько беднее последних. В северном направлении магнитные аномалии и признаки титаномагнетитового оруденения прослеживаются до Янгозера, захватывая обширную площадь. Сходного типа титаномагнетитовое оруденение в основных породах представлено на месторождении Вэлимяки, находящемся по северному побережью Ладожского озера. Это месторождение отмечено далее.

Молибденитовое оруденение, генетически связанное с комплексом микроклиновых гранитов и гранодиоритов посткарельской эпохи диастрофизма, зафиксировано в ряде пунктов в центральной части Карельской субзоны.

Пяяварское месторождение молибденита является здесь наиболее известным и находится на контакте посткарельских гранитов с амфиболитами. Оно представлено мелкими кварцевыми жилками и вкрапленностью молибденита с халькопиритом, пиритом, пирротином, реже сфалеритом и кубанитом в гранитах. Молибденит встречается в кварцево-кальцитовых жилах с халькопиритом в Шуезерско-Тунгудском районе, в кварцевых жилах в районе дер. Половины (юго-западнее г. Кеми), в пегматитовых жилах, в контактных зонах посткарельских гранитов и т. д. Признаки молибденитового оруденения особенно характерны для центральной части Карельской субзоны, примерно от северного побережья Выгозера и до района р. Кеми.

Месторождения серного колчедана, генетически, как считали, связанные с посткарельскими интрузиями микроклиновых гранитов, известные под именем Парандовских, находятся в 15 *км* западнее ст. Кочкома. Они представлены несколькими крупными жилообразными и линзообразными залежами, сильно вытянутыми по простиранию и круто падающими. Они залегают в пределах полосы эффузивно-осадочных пород карельской формации (*сегозерский отдел*), проходящей в районе месторождений среди посткарельских микроклиновых гранитов. Залежи приурочены к зонам интенсивно рассланцованных и милонитизированных пород. Эти зоны проходят у контакта порфиробластических амфиболитов с метаморфизованными осадочными породами и имеют согласное простирание с их сланцеватостью. Породы, вмещающие залежи, представлены кварцево-хлоритовыми сланцами с порфиробластами амфибола или биотита. Залежи имеют северо-западное простирание и представлены массивными, реже вкрапленными рудами, главным минералом которых является пирит, в подчиненном количестве присутствует пирротин. Жильные минералы: кварц, амфибол, биотит, турмалин, клинохлор, клиноцоизит, карбонат, мусковит. Не исключена возможность, что эти месторождения, подобно медноколчеданным залежам Урала, генетически связаны с магмой эффузивных и интрузивных диабазовых пород карелия и являются приповерхностными гидротермальными образованиями, подвергшимися метаморфизму. Месторождения интересны в промышленном отношении. Сходные месторождения серного колчедана известны в нескольких местах в Южной Карелии и будут описаны далее.

Пегматиты, генетически связанные с посткарельским комплексом гранитных пород, известны во многих местах Центральной и Южной Карелии. Эти пегматиты местами могут явиться источником керамического пегматита (Улелягские месторождения) и слюды — мусковита (Подужемский район).

ФИНЛЯНДСКАЯ СУБЗОНА ПРОТЕРОЗОЙСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ

Карелиды, расположенные по северо-восточному побережью Ладожского озера, отличаются широким развитием пород ладожской формации. Стратиграфическое положение этой формации не вполне ясно, но скорее всего она также относится к нижнему протерозою. На северо-восточном контакте ладожской формации расположена узкая зона Соанлахти, представленная более или менее нормальными образованиями карелия. На юго-востоке к породам ладожской формации примыкает крупный массив гранитов-рапакиви, к северо-восточному контакту которого примыкает Туломозерская зона образований карелия. Северным продолжением этой зоны является Суоярвинская зона карелид. С запада ладожская формация ограничена мигматитами постботнийских гранитов архея.

Суперкрустальные образования Туломозерской и Суоярвинской зон довольно хорошо изучены в районе Суоярви, где они полнее развиты и представлены снизу вверх базальными сланцами, конгломератами, кварцитами, доломитами с рудоносной толщей в верхних горизонтах, глинистыми и другими сланцами. Эта толща сходна с образованиями карелия в Прионежском районе, и в ней большую роль играют эффузивные и интрузивные основные породы карелия.

Ладожская формация представлена амфиболовыми сланцами, филлитами, слюдяными сланцами, реже андалузитовыми, ставролитовыми сланцами, кварцитами и известняками. Также развиты сильно метаморфизованные эффузивные основные породы — мандельштейны, порфириты, туфы, обычно представленные амфиболитами и роговообманковыми сланцами, входящими в состав суперкрустальных образований

ладожской формации. Породы ладожской формации сильно дислоцированы и образуют тектонически сложные цепи карелид северо-западного простирания. Они сильнее метаморфизованы, чем карельские образования зоны Соанлахти, и, повидимому, отделены от последних тектоническими нарушениями.

Магматическая деятельность, приуроченная к Финляндской субзоне (к ладожской формации), отличается некоторой своеобразностью, и отдельные комплексы пород трудно сопоставить с комплексами интрузивных пород Карельской субзоны, развитыми в районе Прионежья и далее на северо-запад. Из основных интрузивных пород здесь развиты диориты, габбро, пироксениты кааламского комплекса, куда относятся, повидимому, и породы Вэлимяки. Они моложе пород ладожской формации, и, вероятно, их образование относится к самому началу посткарельской эпохи диастрофизма. С габбро-диоритами Вэлимяки связано титаномагнетитовое оруденение.

К посткарельской эпохе диастрофизма, возможно, относятся микроклиновые, нередко пегматоидные и аплитовидные граниты и гранодиориты кааламского комплекса, развитые в районе д. Маткосельки, а также граниты и мигматиты, залегающие среди пород ладожской формации и распространенные к западу и юго-западу от г. Сортавалы.

Более молодыми являются интрузии габбро-диабазов, слагающие острова в северной части Ладожского озера, относящиеся к иотнийским образованиям. К иотнийской эпохе относятся также, вероятно, граниты-рапакиви, образующие, по мнению Седерхольма, пологозалегающие лакколитообразные интрузии в районе Питкяранты, у г. Выборга и в районе Шотозера.

Металлогенические особенности Финляндской субзоны

С протерозойскими образованиями этой субзоны генетически и территориально связано оруденение, во многом сходное с таковым ранее описанной Карельской субзоны. Совершенно новым типом здесь является полиметаллическое оруденение Питкярантского района, генетически, повидимому, связанное с гранитами-рапакиви, а возможно и более древними гранитами. Здесь же нами будет охарактеризовано оруденение, распространенное в пределах ближайшего Финско-Карельского блока, но генетически связанное с протерозойскими образованиями.

Туломозерское железорудное месторождение подчинено зоне пород Карельской суперкрустальной формации, среди которых значительным распространением пользуется доломитовая свита, представленная перемежающимися пластами песчаников, кварцитов, сланцев и доломитов мощностью до 1 *м*. С осадочными породами переслаиваются эффузивные диабазы. Все породы секутся жилами диабаза и порфирита. Оруденение приурочено к пластам кварцитов, содержащих гематит и мартит; эти породы местами обогащаются рудными минералами, причем образуются рудные залежи пластового характера. Оруденение захватывает и пограничные части доломитовых пластов, пронизанные жилками кварца и содержащие прослойки хлорито-серицитовых сланцев, включения гематита и пятна лимонита. Мощность рудных залежей колеблется от 0,25 до 2,0 *м*. По минералогическому составу выделяются следующие разновидности руд: 1) зернистая, состоящая из мартита и кварца; 2) слюдковая — преобладает мелкочешуйчатый железный блеск и 3) смешанная. Вся толща карелия смята в складки меридионального направления, осложненные мелкой складчатостью, плойчатостью и разрывами пластов. Рудные залежи представлены поэтому обрывками изогнутых маломощных пластов. Образования карелия отделены широтным сбросом от массива гранитов-рапакиви, примыкающего к ним с юго-запада.

Суоярвинское железорудное месторождение, находящееся на северном продолжении зоны карелид Туломозерского месторождения, по условиям залегания и составу руд аналогично ему, но имеет еще меньшие размеры. Как Туломозерское, так и Суярвинское месторождения, повидимому, относятся к типу осадочных метаморфизованных месторождений, представленных железистыми кварцитами. Месторождения обладают ограниченными запасами руд.

Месторождения серного колчедана. В Южной Карелии в районе Улеляги, Чалки, Ялонвары, Ведлозера, Хаутовары и других местах известны месторождения серного колчедана, приуроченные к эффузивно-осадочной толще карелия. Эти гидротермальные месторождения генетически связаны с посткарельскими гранитными породами. Однако не исключена возможность, что они генетически связаны с магмой диабазовых пород и являются приповерхностными гидротермальными образованиями. Для примера опишем Ялонварское и Чалкинское месторождения.

Ялонварское колчеданное месторождение находится в Южной Карелии, в 18 *км* севернее ст. Алатту (ж. д. Ленинград—Сортавала), по восточному побережью оз. Янисярви. Оруденение приурочено к толще сильно метаморфизованных эффузивно-осадочных пород карелия. Линзообразные рудные залежи приурочены к зонам тектонических нарушений и рассланцевания, проходящим в центральной части полосы кварцитов и сланцев. Залежи имеют согласное залегание, главным рудным минералом является пирит, встречаются пирротин, халькопирит, магнетит, реже присутствуют сфалерит, галенит, арсенопирит и другие минералы. Жильные минералы представлены кварцем, кальцитом и др. Боковые породы подверглись окварцеванию, карбонатизации и хлоритизации. Главное значение имеют пиритовые руды, подчиненное значение — пирито-пирротиновые, пирротиновые, пирротино-халькопиритовые и вкрапленные (магнетито-халькопиритовые) руды.

Месторождения серного колчедана Чалкинского района находятся в Пряженском районе около пос. Чалко-Сельга. Месторождения приурочены к полосе зеленых метаморфических сланцев меридионального простирания. В сланцевой толще вблизи ее восточного контакта имеются две рудоносные полосы, связанные с альбитофирами. В западной полосе линзообразные рудные залежи имеют длину до 200 *м*, мощность до 3 *м*. Оруденение представлено серией прожилков и густой вкрапленностью пирита и пирротина. В пределах восточной рудной полосы известны рудные жилы, например крутопадающая жила (400 × × 5 *м*), состоящая из пирита с примесью пирротина и кварца. Можно ожидать, что к югу и к северу от описанного месторождения будут открыты новые месторождения.

Пегматиты, генетически связанные с протерозойскими гранитами, известны по северо-восточному побережью Ладожского озера. В минералогическом отношении для них характерны редкоземельные минералы. Наиболее крупные тела пегматитов весьма интересны в промышленном отношении как месторождения керамического пегматита.

Титаномагнетитовое месторождение Вэлимяки, генетически связанное с кааламским комплексом габбро-диоритов, находится на северном побережье Ладожского озера. Месторождение представлено несколькими рудными залежами, расположенными в периферических частях штока габбро-диорита, прорезанного жилами аплита и пегматита. Шток залегает среди слюдяных и филлитовых сланцев, а в контактных зонах — ставролитовых и кремнистых сланцев Ладожской формации. Рудные залежи представлены габбро-диоритовыми породами, обогащенными титаномагнетитом, содержащим ванадий. Месторождение магматического типа и очень сходно с ранее описанными

титаномагнетитовыми месторождениями Пудожгоры и Койкары-Янгозерского района.

Касситерито-сульфидно-магнетитовые месторождения Питкяранты находятся на северо-восточном берегу Ладожского озера. Месторождения находятся среди толщи ладожских сланцев, представленной слюдистыми сланцами, кварцитами, роговообманковыми сланцами и подчиненными им тремя горизонтами известняков и доломитизированных известняков. Последние местами изменены в гранато-пироксеновые скарны, среди которых и залегают неправильные пластообразные рудные залежи. Рудные минералы их представлены магнетитом, халькопиритом, сфалеритом, касситеритом, пирротином, реже галенитом, железным блеском, молибденитом, встречаются теллуристый висмут, самородные медь, серебро, висмут и другие минералы. Из нерудных минералов присутствуют кальцит, кварц, реже барит, хлорит, плавиковый шпат и др. Оруденение гидротермального типа, образовавшееся в несколько этапов и наложившееся на ранее образованные скарны. Месторождения находятся у контакта с крупным массивом гранитов-рапакиви, примыкающим с востока к рудоносной толще. Гидротермальное оруденение прежде генетически связывали с гранитами-рапакиви, но в последнее время некоторые исследователи стали считать его более древним, связанным генетически с более древними гранитными породами.

Необходимо отметить, что в составе скарнов Питкярантского месторождения присутствует минерал гельвин, заслуживающий большого внимания по содержанию в нем 13—14% BeO.

Месторождение цинка Колатярви расположено у восточного контакта того же массива гранитов-рапакиви с доломитами эффузивно-осадочной толщи карелия. Доломиты здесь изменены в скарны с тремолитом, волластонитом, хлоритом, слюдой и серпентином. Месторождение представлено небольшими жилами и линзами магнетито-сфалеритовых, магнетитовых и других руд. Месторождение в основном цинковое; оно было открыто по рудному валуну, найденному среди сплошных ледниковых отложений.

ОБРАЗОВАНИЯ ПАЛЕОЗОЯ

Суперкрустальные образования палеозоя известны только в пределах Кольского п-ова, где они пользуются весьма ограниченным распространением. К этим образованиям относятся отложения гиперборея — эокембрия Рыбачьего п-ова и о. Кильдина, осадочные и эффузивные породы девонского возраста, найденные в Ловозерских и Хибинских тундрах, и условно относимые к девону конгломераты Кандалакши у Турьего мыса и красноцветные песчаники южного и восточного берега Кольского п-ова. К палеозою также относятся щелочные интрузивные породы, образующие как крупные, так и мелкие массивы и многочисленные жилы в пределах Кольского п-ова и северной части Карелии. Сюда же относятся дайки основных пород (диабазов) Рыбачьего п-ова и других мест.

Образования гиперборея—эокембрия. К этим образованиям в пределах Кольского п-ова относятся отложения Рыбачьего п-ова и о. Кильдина, представленные конгломератами, тиллитами, песчаниками, глинистыми сланцами и другими песчано-глинистыми породами с редкими залежами доломитов и известняков с *Gymnosolen*. Эти отложения в эпоху каледонской орогении подверглись интенсивным дислокациям и входят в состав каледонских складчатых цепей, распространенных западнее, в пределах Норвегии. На юго-восток эта складчатая зона каледонид, как предполагает А. А. Полканов, возможно продолжается в пределы Тиманского п-ова. Каледониды Рыбачьего п-ова и о. Кильдина сохранились в пределах грабенообразного опускания, отделенного

от докембрийских пород Кольского п-ова зоной тектонических нарушений. Накопление отложений гипербореи — эокембрия, как считает А. А. Полканов, происходило в области подвижного шельфа, прилегавшего с северо-востока к глыбе кристаллического щита.

К каледонской эпохе также относятся трещинные интрузии (дайки, мелкие тела) основных пород Рыбачьего п-ова, представленные кварцевыми диабазами, оливино-энстатитовыми диабазами, кварцево-энстатито-авгитовыми диабазами и другие. В это же время, вероятно, возникли дайки основных интрузивных пород и на территории Кольского п-ова, в связи с каледонскими расколами, сопровождавшимися тангенциальными и радиальными движениями глыб кристаллического щита.

Девон. К девону на Кольском п-ове относятся осадочные и эффузивные породы с остатками флоры верхнедевонского возраста, встречающиеся в форме небольших участков среди щелочных пород Ловозерского плутона. Осадочные породы здесь представлены кварцитами, песчаниками, ороговикованными глинистыми и туфогенными сланцами. Эффузивные породы представлены авгитовыми порфиритами, туфами, вулканическими брекчиями, фонолитами и т. д. Эти породы являются остатками кровли Ловозерского плутона. На основании этих данных можно считать Ловозерский плутон последевонским, образовавшимся в герцинскую эпоху диастрофизма.

Плотные ороговикованные глинистые сланцы, сходные с сланцами Ловозерского плутона, обнаружены в центральной части Хибинского плутона. Абсолютный возраст Хибинского плутона, по данным Э. К. Герлинга и Л. В. Комлева, гелиевым методом определен в 300 млн. лет, что соответствует верхнему девону или низам карбона.

К девону в пределах Кольского п-ова, повидимому, относятся конгломераты Кандалакши и Турьего мыса, содержащие гальку щелочных пород и рассеченные дайками щелочных же пород. Возможно, девонскими являются красные песчаники, встречающиеся по южному и восточному берегам Кольского п-ова, ранее относимые к иотнию. Осадочные девонские породы южного берега полуострова, как предполагал А. А. Полканов, скорее всего сохранились в грабенообразном опускании последевонского возраста.

Магматические образования палеозоя. Результатом палеозойской магматической деятельности в пределах Кольского п-ова являются эффузивные авгитовые порфириты Ловозерских тундр и многочисленные интрузии щелочных и субщелочных пород. Большая часть этих интрузий сосредоточена в пределах «Главного пояса щелочных интрузий», тянущегося от восточного берега Кольского п-ова через его центральную часть до государственной границы. В пределах главного пояса находятся центрального типа плутоны Хибин и Ловозера, плутоны Африканды, Хабозера, Гремяхи-Вырмес, огромный плутон щелочных гранитов хребта Кейв и другие многочисленные трещинные интрузии щелочных гранитов, сиенитов и т. д.

Щелочные интрузии Хибин и Ловозера, многие щелочные интрузии главного пояса, южного и юго-западного берега Кандалакшского залива и юго-западной части Кольского п-ова (северо-западнее Кандалакши), в том числе и многочисленные дайки щелочных пород, на основании приведенных данных относятся к девонскому и последевонскому возрасту. Однако, как отмечает А. А. Полканов, для многих интрузий щелочных гранитов Порьей губы, района Нотозера и Сальной тундры и других возможен и более древний возраст.

Важно отметить, что в пределах главного пояса щелочных интрузий находится бóльшая часть зон карелид, входящих в состав Кольской субзоны. Это является следствием того, что многие щелочные интрузии главного пояса приурочены к тектоническим границам грабенообразно опущенных карелид среди образований архея. Часть щелочных интру-

зий приурочена к границам между различными формациями архея, как отмечает А. А. Полканов.

Кольский п-ов, как считает А. А. Полканов, являлся «отдаленным форландом по отношению к герцинской — Тиман-Канинской складчатой цепи и, может быть, даже к складчатости Урала, с которыми и связаны были дислокации разрыва и грабены, — т. е. германотипные нарушения, сопровождавшиеся многочисленными щелочными интрузиями (область кратогена)». Грабенообразные опускания, повидимому, обусловили прорывы магмы по ослабленным местам и образование сложных плутонов центрального типа с их пульсирующей интрузивной деятельностью.

Следовательно, период образования щелочных интрузий Кольского п-ова соответствует герцинской эпохе диастрофизма. В эту эпоху образовались многочисленные разломы, грабенообразные опускания и другие дислокации разрыва, особенно в пределах главного пояса, тянущегося вдоль центральной части Кольского п-ова с юго-востока на северо-запад. К этому же поясу и приурочены крупные щелочные интрузии (Хибины, Ловозеро и др.). С юга и с севера к этому поясу примыкают области распространения небольших разломов и небольших интрузий щелочных пород.

Интрузивная деятельность герцинской эпохи началась, по данным А. А. Полканова, интрузиями основных и ультраосновных щелочных пород (оливиниты, перидотиты, пироксениты, габбро плутонов Гремяхи-Вырмес, Африканды, Хабозера, Ионы и др.). Затем следовали интрузии акерита-пуласкита и, наконец, нефелиновые сиениты в плутоне Гремяхи-Вырмес, в других же плутонах (после основных пород) непосредственно нефелиновые сиениты (Африканда, Хабозеро и др.). Щелочные граниты и нордмаркиты в нескольких случаях моложе нефелитовых сиенитов (Гремяха-Вырмес), а в других могли быть и старше их (плутон Кейв).

В южной части Кольского п-ова и Северной Карелии (по берегам Кандалакшского залива, в районе Турьего мыса, северо-западнее и севернее Кандалакши и в других местах) распространены дайки щелочных и субщелочных пород: нефелиниты, ийолиты, мончикиты, лимбургиты, фурчиты, тингуаиты, уртиты, турьиты, авгититы, мелилитовые и щелочные базальты и др.

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОБРАЗОВАНИЙ ПАЛЕОЗОЯ

В пределах Кольского п-ова известно свыше 15 более или менее крупных массивов щелочных интрузивных пород, два массива этих же пород в Северной Карелии и большое количество мелких выходов и жил самых разнообразных щелочных пород. С щелочными интрузивными породами генетически связано многочисленное и своеобразное оруденение, в том числе имеющее важное промышленное значение.

Своеобразие месторождений полезных ископаемых, генетически связанных с щелочными породами Хибинского, Ловозерского и других плутонов, является следствием их геохимических особенностей. Наиболее типичными элементами щелочных магм, как установлено работами академика А. Е. Ферсмана, являются фосфор, ниобий, титан, цирконий, редкие земли, стронций, фтор, тантал и менее ванадий, молибден, иттрий, гафний и др. Из этих элементов характерны преобладание элементов цериево-лантановой группы над иттриевой группой, преобладание ниобия над танталом, титана над цирконом и другие особенности. Для основных и ультраосновных щелочных магм характерно значительное накопление железа, титана и др. Эти геохимические особенности привели к накоплению и образованию месторождений апатита, нефелина, лопарита, ловчоррита, сфена, эвдиалита и других редких минералов среди разнообразных нефелиновых сиенитов, а также месторождений титаномагнетита среди основных и ультраосновных щелочных пород и т. д.

Месторождения Хибинского плутона. Этот плутон щелочных пород с его богатыми разнообразными месторождениями редких и редкоземельных элементов (эвдиалит, ловчоррит, ринколит, лопарит и др.), апатита, нефелина, сфена, титаномагнетита, пирротина, молибденита и других минералов является одним из наиболее интересных в пределах Кольского п-ова. Он расположен на границе архейских образований с суперкрустальной протерозойской свитой Имандры—Варзуги. Этот сложный плутон центрального типа представлен разнообразными нефелиновыми сиенитами, среди которых, в порядке последовательности образования, выделяются следующие комплексы: щелочные сиениты, гранитоидные и трахитоидные хибиниты, рисчорриты, ийолит-уртиты и луявриты, фойяиты и более молодые жильные щелочные породы (тингуаиты, шонкиниты, базальты и др.). Эти комплексы расположены в виде подковообразных полос, параллельных его внешней границе, причем внешние пояса представлены более древними комплексами пород, а внутренние — более молодыми.

Апатитовые и нефелиновые месторождения. Из месторождений, генетически и территориально связанных с Хибинской интрузией нефелиновых сиенитов, крупнейшее промышленное значение имеют месторождения апатита. Они представлены крупными линзообразными залежами апатит-нефелиновых пород с эгирином, эгирин-авгитом, эвдиалитом, сфеном, титаномагнетитом, арфведсонитом и другими минералами. Эти месторождения магматического типа, генетически связанные с комплексом ийолит-уртитов. Руды богаты апатитом и легко обогащаются, давая богатые концентраты.

Хвосты, получаемые при процессах обогащения апатитовых руд, очень богаты нефелином и могут быть использованы для извлечения этого минерала. Источником нефелина также являются нефелиновые пески, развитые в прибрежных частях оз. Имандры, и ийолит-уртитовые породы, в которых содержание нефелина достигает 70—90%.

С апатитовыми месторождениями генетически и территориально тесно связаны скопления сфена и титаномагнетита. Апатитовые месторождения интересны и по содержанию в них редких земель, извлечение которых может иметь практический интерес.

Месторождения пирротина. Пирротиновое оруденение, генетически и территориально связанное с щелочными породами Хибинского плутона, известно на Лопарском перевале. Здесь в слюдяных нефелиновых сиенитах, недалеко от контакта их с фойяитами, прослежена зона, обогащенная пирротином, совместно с которым встречаются пирит, молибденит и др. Эта зона длиной в несколько километров, шириной до 20 *м* и более. Руды вкрапленные, содержание пирротина в обогащенных участках (неправильные линзы, полосы, скопления) достигает 60%.

Месторождения пирротина, представленные вкрапленными рудами, реже зонами густой вкрапленности и прожилками среди контактовых роговиков свиты Имандры—Варзуги, известны по южному контакту Хибинского плутона (Пирротиновое ущелье и др.). Эти месторождения, ранее связывавшиеся с магмой нефелиновых сиенитов, теперь генетически относят к образованиям карелия и связывают их с интрузивными породами диабазового и габбро-диабазового комплекса. Эти месторождения отмечены ранее при характеристике металлогении протерозойских пород.

Месторождения молибденита. Молибденитовое оруденение в пределах Хибинского плутона установлено в ряде пунктов. Наибольшего внимания заслуживают месторождения, представленные вкрапленностью молибденита в линзовидных жилах альбитовой породы и в пегматитовой жиле (длиной 450 *м*, мощностью 1,5—2 *м*), известных в пределах цирка Тахтарвумчорра.

Большого внимания заслуживает сульфидная зона (сульфидный пояс, выделенный А. Е. Ферсманом), протягивающаяся от Эвеслогчорра по склонам Кукисвумчорра и Рисчорра до Партомчорра. В пределах этой зоны, подчиненной слюдяным нефелиновым сиенитам, недалеко от контакта с фойяитами, помимо отмеченного пирротинового оруденения, установлено вкрапленного типа молибденитовое оруденение, местами довольно значительное. Здесь к этим минералам присоединяются сфалерит, галенит, флюорит и др.

Редкие и редкоземельные минералы. В пределах Хибинского плутона зарегистрированы многочисленные месторождения редких и редкоземельных минералов: ловчоррита, лопарита, ринколита, эвдиалита, эвколита и др. Из этих месторождений отметим только наиболее крупные.

Ловчоррито-ринколитовые месторождения, известные в пределах Хибинского плутона, сосредоточены в пределах двух обособленных полос: во внешней — среди трахитоидных хибинитов и во внутренней — в слюдяно-эгириновых нефелиновых сиенитах. Первая группа месторождений представлена жилами и линзами эгирин-эвдиалит-полевошпатовых пегматитов, генетически тесно связанных с жильной фацией трахитоидных хибинитов. Более интересными являются месторождения внутренней дуги, представленные жилами в основном эгирино-полевошпатовых пегматитов, залегающими в эгирино-роговообманковых нефелиновых сиенитах у контакта их с рисчорритами. Эти месторождения имеют промышленное значение и содержат редкие земли и другие редкие металлы.

Лопаритовые и эвдиалитовые месторождения Ловозерских тундр. С Ловозерским плутоном щелочных пород также связаны месторождения разнообразных редких и редкоземельных минералов. Этот сложный плутон состоит, согласно исследованиям Н. А. Елисеева и других геологов, из четырех комплексов пород, соответствующих разным фазам интрузий. Первый комплекс представлен мелкозернистыми нефелиновыми и щелочными сиенитами, пойкилитовыми нефелиновыми сиенитами и тавитами, уртитами и ювитами, фойяитами; второй комплекс — лопаритоносными фойяитами — уртитами — луявритами; третий комплекс — эвдиалитовыми луявритами и порфировидными луявритами; четвертый — молодыми жильными породами мончикитов, тингуаитов и др.

Второй и третий комплексы, составляющие главную массу плутона, отличаются развитием план-параллельной текстуры и резко выраженной пологонаклонной расслоенностью. Со вторым, или лопаритовым, комплексом связаны крупные концентрации ниобия, тантала, титана, редких земель и т. д., особенно в его верхних горизонтах. С этим комплексом, главным образом с лопаритовыми луявритами, лопаритовыми уртитами, ювитами и малиньитами, генетически и территориально связаны крупнейшие месторождения лопарита (содержащие редкие земли, титан, ниобий и др.).

К третьему, или эвдиалитовому, комплексу, преимущественно к эвдиалитовым луявритам, приурочены крупнейшие месторождения эвдиалита (циркониевый минерал). Месторождения лопарита и эвдиалита магматического типа и представлены вкрапленными рудами, дающими при обогащении богатые концентраты. Кроме того, лопарит и эвдиалит содержатся в составе нефелиновых пегматитов, вместе с которыми встречаются мурманит, рамзаит и другие редкие минералы.

Титаномагнетитовые (редкоземельный перовскит-кнопит) месторождения, генетически и территориально связанные с щелочным комплексом оливинитов—габбро—щелочных сиенитов, известны в пределах плутонов Африканды, Хабозера, Гремяхи-Вырмес, Елетьозера, в районе оз. Вуориярви и др. Плутон у ст. Африканда, занимающий площадь около 11,5 $км^2$, залегает среди архейских гнейсов

и представлен оливинитами, перидотитами, рудными оливинитами с титаномагнетитом и кнопитом, пироксенитами, жильными нефелиновыми пегматитами и дайками щелочных пород. Главная масса плутона представлена пироксенитами, а центральная часть его — эруптивной брекчией, образованной крупнозернистыми пироксенитами с глыбами перидотитов и рудных оливинитов с титаномагнетитом и кнопитом.

Наиболее богатые руды сосредоточены в центральной части плутона, занимающей площадь 1 *км*². Богатые вкрапленные руды образуют неправильные пластообразные и линзообразные залежи и состоят из титаномагнетита, кнопита, оливина, пироксена, плагиоклаза, амфибола и др. Месторождение имеет весьма крупные запасы высокосортных титаномагнетитовых и кнопитовых руд, содержащих, помимо титана, редкие земли, тантал и ниобий. Сходного типа титаномагнетитовое и кнопитовое оруденение установлено в пределах щелочных интрузий Озерной и Лесной варак в окрестностях ст. Хабозеро. Интрузию Лесной вараки слагают оливиниты, рудные (титаномагнетитовые) и щелочные пироксениты и т. д. На Озерной вараке развиты щелочные пироксениты, ийолиты, канкринитовые сиениты и т. д.

Титаномагнетитовое оруденение сложного плутона Гремяхи-Вырмес приурочено к габбро-пироксенитам, слагающим восточную, южную и западную части (краевые) плутона. Средняя же часть этого плутона сложена преимущественно щелочными сиенитовыми породами. Руды показывают высокое содержание двуокиси титана, содержат также и ванадий. Это месторождение магматического типа. Титаномагнетитовое оруденение магматического типа установлено также в пределах Елетьозерского массива в Северной Карелии. Породы массива представлены габбро, пироксенитами, оливиновыми габбро, анортозитами, габбро-сиенитами, щелочными и нефелиновыми сиенитами и пегматитами. Среди оливиновых габбро, габбро-анортозитов и пироксенитов встречаются полосы и шлирообразные залежи титаномагнетита, содержащего ванадий.

Месторождение Вуориярви представлено глыбами и россыпями титаномагнетита, ильменита и перовскита среди ледниковых отложений. Генетически это месторождение, повидимому, связано с комплексом щелочных пород, которые к северо-востоку от озера представлены элювиальными глыбами, а по западному берегу — коренными жильными породами, секущими сильно фенитизированные архейские гнейсо-граниты. Щелочные породы представлены канкринитовым сиенитом, нефелиновым порфиром, ийолитом, ийолит-пегматитом, нефелиновым базальтом и т. д. На северном побережье обнажаются кристаллические известняки с типичными скарновыми минералами. Магнитометрические работы на этом участке установили наличие крупной и интенсивной аномалии. Вуориярвинское месторождение, судя по геологической обстановке, скорее всего будет контактово-метасоматического типа.

Ионское железорудное месторождение, генетически связанное с комплексом щелочных пород, известно в юго-западной части Кольского п-ова.

Характерной особенностью Ионской щелочной интрузии является концентрически-зональное строение. Центральная часть интрузии сложена оливинитами, перидотитами, пироксенитами и серпентинитами, следующую зону слагают слюдяные перидотиты и пироксениты и внешнюю зону — ийолиты, мельтейгиты и якупирангиты. Экзоконтактовая зона сложена измененными архейскими гнейсо-гранитами (фенитами и фенитизированными гнейсами), вмещающими интрузию.

Породы рудного комплекса, содержащие линзообразные залежи и полосы железных руд, залегают между зоной ийолитов — мельтейгитов и центральной частью интрузии. По составу руды подразделяются на кальцит-апатит-магнетитовые, флогопит-апатит-магнетитовые, форстерит-

апатит-магнетитовые и др. Все разновидности руд являются фосфористыми.

Ионское месторождение считается контактово-метасоматическим (скарновым), образовавшимся в результате воздействия эманаций, связанных с щелочной магмой, на известняки, залегавшие в толще архейских гнейсов. В последнее время геологи Ц. Г. Златкинд и А. И. Шалимов высказали оригинальный взгляд на генезис месторождения, связывая образование карбонатитов и магнетито-апатитовое оруденение с последней фазой магматической деятельности. Однако этот взгляд пока недостаточно подтвержден фактическими данными и является довольно спорным.

Плавиковый шпат, генетически и территориально связанный с магмой щелочных пород, в виде вкрапленности встречается в пегматитах, в пирротино-молибденитовом поясе и других местах в Хибинском плутоне. Мелкие жилки, состоящие из плавикового шпата, альбита и примеси сульфидов, установлены в пределах небольшой интрузии (массив Соустова) нефелино-анальцимовых и щелочных сиенитов, расположенной к югу от Хибинского плутона.

Мелкие жилки флюорито-кальцитовые, флюорит-барит-кальцитовые и другие с кварцем, апатитом, аметистом и т. д., а также вкрапленность флюорита в песчаниках и других породах известны на Турьем мысу, на горе Корабль и других местах на южном берегу Кольского п-ова.

Редкоземельные и редкие минералы, генетически связанные с щелочными гранитами, установлены в эндоконтактовых зонах Кейвского плутона с кейвской толщей кристаллических сланцев. В этих зонах установлено обогащение щелочных гранитов сфеном, малаконом, флюоритом, апатитом, кальцитом и другими минералами.

Пегматиты верховьев р. Поноя, генетически связанные с щелочными гранитами, распространены в их контактных зонах и во вмещающих кристаллических сланцах кейвской толщи. Среди пегматитов здесь выделены три основные группы.

1. Небольшие жилы и линзы пегматитов среди щелочных гранитов. Пегматиты состоят из кварца, розового микроклин-пертита, плагиоклаза и содержат щелочную роговую обманку, ильменит и астрофиллит.

2. Пегматиты контактовых зон щелочных гранитов и кристаллических сланцев. Состоят пегматиты из кварца, зеленого микроклин-пертита (амазонского камня), плагиоклаза, биотита, иногда содержат флюорит, магнетит, ортит, гуммит.

3. Мусковитовые пегматиты среди кристаллических сланцев кейвской толщи. Пегматиты состоят из кварца, плагиоклаза, светлого микроклин-микропертита, мусковита, биотита, встречаются апатит, гранат, ильменит, берилл и др.

В этом же районе встречаются кварцевые жилы, нередко крупных размеров, генетически, повидимому, связанные с щелочными гранитами. В кварцевых жилах встречаются арфведсонит, астрофиллит, титаномагнетит и другие минералы.

Комплекс гидротермальных полиметаллических жил. Гидротермальные полиметаллические жилы распространены на периферии Кольского п-ова и являются наиболее молодыми образованиями. Они сосредоточены главным образом в следующих районах: 1) северо-западное побережье полуострова (Базарная губа, Рыбачий п-ов, Долгая губа, Печенгская губа); 2) район севернее устья р. Поноя (восточное побережье полуострова); 3) побережье Кандалакшского залива (район Порьей губы, южное побережье полуострова) и его острова; 4) район верховьев р. Лоты (Финская Лапландия).

В первых трех районах это преимущественно кварцевые, кварцево-кальцитовые и кварцево-кальцито-баритовые жилы, иногда содержащие флюорит. Из рудных минералов присутствуют сфалерит, галенит, халь-

копирит, пирит, реже борнит, куприт, лимонит, малахит и др. В районе р. Лоты жилы преимущественно кварцевые, содержащие сидерит, кальцит, магнезит, пирит, халькопирит, золото и др. Жилы местами встречаются целыми сериями, длиной до десятков и сотен метров, но незначительной мощности. Генетическая связь этого комплекса жил с изверженными породами не установлена, но А. А. Полканов высказывает предположение о генетической связи их с каледонскими или герцинскими интрузиями.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Из геологической и металлогенической характеристики Карело-Финской ССР и Кольского п-ова видно, что в пределах этой огромной территории отчетливо выделяется несколько зон, отличающихся как по своему геологическому строению, так и по металлогеническим особенностям. Металлогения отдельных зон обусловлена развитием тех или иных комплексов магматических пород, отличающихся геохимическими, а следовательно и металлогеническими особенностями.

КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ

В пределах Кольского полуострова отчетливо выделяются Мурманский и Беломорский (захватывающий и Беломорское побережье Северной Карелии) блоки архейских образований, а в центральной части полуострова так называемый Главный пояс щелочных интрузий, в пределы которого почти целиком попадает Кольская субзона карелид с приуроченными к ней интрузиями протерозоя. В пределах п-ова Рыбачьего и о. Кильдина распространена зона каледонид, представленная осадками гиперборея—эокембрия.

Мурманский блок архейских образований характеризуется широким распространением древнеархейской (беломорской) толщи парагнейсов, к которой генетически приурочена железорудная формация метаморфогенного генезиса. В архейской свите гранатовых гнейсов установлены обильные скопления кианита и силлиманита. С гранитными породами архея в ряде мест генетически связаны признаки сульфидного оруденения (пирит, пирротин, молибденит). Широким распространением в пределах блока пользуются гранитные пегматиты, которые вблизи линии железной дороги могут явиться месторождениями керамического пегматита и полевого шпата, а в районе Рамозера (восточнее линии железной дороги) — месторождениями мусковита. В северо-западной части блока во многих местах встречаются наиболее молодые гидротермальные полиметаллические жилы.

Беломорский блок архейских образований характеризуется особенно широким распространением беломорского комплекса парагнейсов, с которым территориально тесно ассоциируются гранитные пегматиты, во многих местах имеющие крупное промышленное значение как месторождения слюды, полевого шпата и керамического пегматита. К этой же толще парагнейсов приурочены железорудное оруденение, установленное немного севернее Хизоварского кианитового месторождения, а также месторождения кианита (Хизоварское западнее ст. Лоухи и Удинское у г. Беломорска) и граната (Шуерецкое).

С гранитными породами постсвионийской эпохи связано сульфидное оруденение типа фальбанд (пирит, пирротин), встречающееся по островам и побережью Кандалакшского залива Белого моря.

С протерозойской интрузией основных и ультраосновных пород, находящейся на северном берегу Ковдозера, установлено медно-никелевое оруденение.

Главный пояс щелочных интрузий и совпадающая с ним Кольская субзона карелид и интрузий протерозоя характеризуются особенно разнообразными и практически важными оруденениями. С основными и ультраосновными породами посткарельской эпохи генетически связано богатое медно-никелевое сульфидное оруденение магматического, частично гидротермального типа (тундры Печенга, Мончегорье, Волчья и др.). К эффузивным и интрузивным основным породам карелия в ряде мест приурочено сульфидное (пирротино-пиритовое) оруденение (зона Имандры—Варзуги и др.). С гранитными интрузиями протерозоя генетически связаны сульфидные оруденения (пирит, пирротин, молибденит), отмеченные в ряде мест; с кейвской свитой кристаллических сланцев — крупнейшие месторождения кианита. Особенно разнообразные оруденения генетически связаны с интрузиями щелочных пород герцинской эпохи. К комплексу габбро-щелочных сиенитов относятся крупные месторождения магнетита, титаномагнетита и титана (кнопита). К комплексу нефелиновых сиенитов приурочены месторождения апатита, нефелина, эвдиалита, лопарита, ловчоррита и других редких и редкоземельных минералов, а также сульфидные (молибденит, пирротин, пирит), флюоритовые и другие оруденения. Вместе с щелочными гранитами установлены признаки сульфидного оруденения (пирит, молибденит), редкие и редкоземельные минералы, слюдяные пегматиты и т. д. Перспективы Главного пояса щелочных интрузий и протерозойских образований в пределах Кольского п-ова в отношении выявления месторождений отмеченного типа особенно благоприятны.

КАРЕЛО-ФИНСКАЯ ССР

В пределах Карело-Финской ССР выделяются Беломорский (южная часть) и Финско-Карельский блоки архейских образований, а также Карельская и Финляндская субзоны карелид и интрузивных образований протерозоя. Металлогенические особенности Беломорского блока отмечены выше.

Карельская субзона характеризуется широким распространением узких зон карелид с приуроченными к ним протерозойскими интрузиями, разделенными мелкими блоками архейских образований. С архейским комплексом кристаллических сланцев и гнейсов здесь в Гимольском районе, в районе Костамукши и других тесно связана железорудная формация метаморфогенного типа. С гранитными породами архея во многих местах отмечены признаки сульфидного оруденения.

Для субзоны особенно характерно оруденение протерозойского возраста. С комплексом эффузивных и интрузивных основных пород карелия ассоциируется широко распространенное медносульфидное оруденение, иногда сопровождающееся и золотым оруденением. С комплексом габбро-диабазов тесно связано титаномагнетитовое оруденение (Пудожгора, Койкары, Янгозеро). К комплексу гранитных пород посткарельской эпохи приурочено молибденитовое оруденение (Пяявара, Шуезеро и др.), пирротиновое и пиритовое оруденение (Парандово) и т. д. С комплексом основных и ультраосновных пород посткарельской эпохи установлено медно-никелевое оруденение (район Оланги, Ветренный пояс).

В связи с Елетьозерской интрузией щелочных пород (Северная Карелия) палеозоя известно титаномагнетитовое оруденение. С щелочными палеозойскими породами Вуориярви (Северная Карелия) выявлено титаномагнетитовое, титановое (перовскит, ильменит) оруденение и т. д.

Финляндская субзона характеризуется широким развитием ладожской суперкрустальной толщи и резко подчиненным распростране-

нием эффузивно-осадочных образований карелия, залегающих в виде узких зон. Также широко развиты интрузивные образования нижнего и верхнего протерозоя.

В генетической связи с посткарельскими гранитными породами, а возможно и с эффузивными породами карелия находится пиритовое и пирротиновое оруденение (месторождение Ялонварское и др.).

В тесной генетической связи с осадочными образованиями карелия находится железорудная формация метаморфогенного генезиса (Туломозеро, Суоярви).

С комплексом габбро-диоритов генетически и территориально связано титаномагнетитовое оруденение (Вэлимяки) магматического типа.

К экзоконтакту лакколитообразной интрузии гранитов-рапакиви приурочено гидротермального типа полиметаллическое оруденение Питкяранты (железо, медь, цинк, олово и др.) и Калатярви (цинк).

Гранитные пегматиты, широко развитые среди пород ладожской формации, очень интересны как месторождения полевого шпата и керамического пегматита.

Финско-Карельский блок архея характеризуется широким распространением архейских образований, среди которых местами встречаются узкие зоны протерозоя. В пределах последних среди эффузивно-осадочных образований установлено пирито-пирротиновое оруденение промышленного типа (месторождения Чалкинского, Улелягского и других районов), генетически связанное с посткарельскими гранитами, а возможно и с диабазами карелия.

В южной части блока выявлена крупная Маньгинская аномалия, приуроченная к зоне магнетитовых кварцитов, подчиненных образованиям архея.

Из сравнительно краткого обзора металлогенических особенностей Карело-Финской ССР и Кольского п-ова видно, что за последние годы в пределах этой территории выявлен ряд разнообразных оруденений, связанных с теми или иными комплексами магматических и осадочных пород. Многие из этих оруденений имеют важное промышленное значение для народного хозяйства СССР. Кроме того, в пределах отмеченной обширной территории имеются предпосылки для поисков новых месторождений самого разнообразного минерального сырья.

В. Г. Грушевой

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ РУДОНОСНОСТИ КАВКАЗА В СВЯЗИ С ЕГО ГЕОЛОГИЧЕСКИМ СТРОЕНИЕМ

I. СТРУКТУРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ КАВКАЗА (ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ ЗОНЫ)

В соответствии с задачами настоящей статьи в ней рассматривается лишь часть Кавказского перешейка, занятая горными сооружениями Главного Кавказского хребта (Большого Кавказа) и Закавказья (Малого Кавказа), в которых сосредоточены изверженные породы и связанные с ними проявления разнообразного эндогенного оруденения.

Кавказ в целом относится к северной части Средиземноморского геотектонического пояса земного шара, однако, уже давно было отмечено, что складчатая система Большого Кавказа, повидимому, не входит в основной пояс обширной геосинклинали Тетиса, а образовалась в самостоятельной северной боковой геосинклинали, возникшей у южного края Русской кристаллической плиты еще в докембрии и претерпевшей в течение длительного геологического времени свое особое развитие, во многом отличное от геологического развития южной части Закавказья (Малого Кавказа).

Таким образом, только складчатый комплекс Малого Кавказа принадлежит к собственно альпийскому Средиземноморскому геотектоническому поясу, представляя непосредственное продолжение с одной стороны Иранских, а с другой (западной) Анатолийских складчатых дуг Передней Азии (М. В. Муратов, 1946 г.; К. Н. Паффенгольц, 1948 г.).

Можно указать следующие основные различия между Большим и Малым Кавказом: 1) формирование структур обоих горных сооружений, начавшись в палеозое (или даже в докембрии), закончилось для Малого Кавказа в конце палеогена — начале неогена, тогда как в Большом Кавказе последние этапы интенсивных тектонических движений, главным образом по разрывам, приходятся на верхи неогена; 2) в Малом Кавказе достаточно отчетливо устанавливается направление тектонических движений с юга на север, тогда как для Большого Кавказа преобладающее направление движений было с севера на юг; 3) в Большом Кавказе гораздо более резко, чем в Малом, проявлены колебательные движения особенно конца альпийского тектонического периода с громадными амплитудами вертикальных перемещений иногда очень узких зон, вытянутых по ограничивающим их крупным разрывам.

Предложенные за последний период изучения Кавказа (с 1927 по 1949 г.) различными исследователями [1] схемы геологического (структур-

[1] В. П. Ренгартен, К. Н. Паффенгольц, Л. А. Варданянц, В. В. Белоусов, И. В. Вассоевич, В. Е. Хаин и Л. К. Леонтьев.

ного) районирования его, при значительных различиях в деталях, обусловленных несколько различным подходом отдельных геологов к такому расчленению, в общем согласно подразделяют весь Кавказ на четыре главных структурных комплекса:

I. Северо-Кавказская платформа (или Предкавказский передовой прогиб, по В. Е. Хаину);

II. Комплекс Большого Кавказа (внешнее поднятие или мегаантиклинорий Большого Кавказа, по В. Е. Хаину);

III. Рионо-куринский комплекс (Рионо-Куринский или Закавказский межгорный прогиб, мегасинклинорий, по В. Е. Хаину);

IV. Комплекс Малого Кавказа (внутреннее поднятие или мегаантиклинорий Малого Кавказа, по В. Е. Хаину).

Такая схема и дальнейшие ее подразделения отражают, конечно, главным образом результаты последних интенсивных альпийских тектонических движений, налагавшихся на более ранние и последовательно изменявшиеся структуры, сформированные в предыдущие периоды диастрофизма.

Как правильно отмечает Л. А. Варданянц (Геология СССР, т. IX, ч. 1, 1947 г.), подобные схемы не могут представить полной картины истории развития геологических структур Кавказа. Более древние структуры замаскированы новейшими, и их можно непосредственно наблюдать лишь в областях крупных тектонических поднятий, где эрозией удалены все новейшие осадочные отложения. Однако детальное геологическое изучение Кавказа за последнее время приводит некоторых исследователей его (Л. А. Варданянц, В. В. Белоусов, С. С. Кузнецов) к выводу, что формирование складчатости Кавказской горной системы происходило в основном в верхнемезозойское время, а по С. С. Кузнецову (1949 г.), по крайней мере, на Большом Кавказе, тогда же почти и закончилось (киммерийский орогенез). Позже происходили главным образом лишь крупные колебательные движения (альпийский орогенез), сопровождавшиеся более слабой, чем в мезозое, складчатостью по периферии всей системы.

При дальнейшем делении указанных четырех главных структурных комплексов Кавказа здесь можно принять в основном схему Л. А. Варданянца для Большого Кавказа и К. Н. Паффенгольца для Малого Кавказа с небольшими изменениями.

Согласно этой схеме выделяются следующие структурные зоны (в направлении с севера на юг).

В Северо-Кавказской платформе.

1. Ставропольское пологое антиклинальное поднятие [1].

На Большом Кавказе.

2. Северо-Кавказская моноклинальная зона.

2а, 2б, 2в. Таманская и Терско-Сунженско—Северо-Дагестанская складчатые зоны и Куссарская (в Дагестане) моноклинальная зона.

3. Зона Передового хребта (с Промежуточной зоной на Северо-Западном Кавказе) и ее продолжение к юго-востоку—Кубанско—Тырны-Аузская зона.

4. Зоны северо-западной оконечности Кавказа.

5. Чугушско-Клухорская зона.

6. Зона Центрального Кавказа.

7. Дагестанская складчатая зона.

В Рионо-куринском комплексе.

8. Абхазско-Рачинская складчатая зона.

9. Зона Дзирульского поднятия.

---

[1] Зоны погружений бассейнов рр. Кубани и Терека в Северо-Кавказской платформе и рр. Куры и Аракса в Закавказье, показанные на схеме Л. А. Варданянца, здесь не упоминаются, как не имеющие значения для данной статьи.

10. Карталинско-Кахетинская складчатая зона.

На Малом Кавказе.

11. Аджаро-Триалетская складчатая зона.
12. Сомхетско-Кировабадская пологоскладчатая зона.
13. Складчатая зона Армении.
14. Нахичеванская складчатая зона.

Эта схема структурного районирования Кавказа, как будет видно ниже, достаточно точно отражает и фактическое распространение особенно интересующих нас интрузивных пород разновозрастных магматических комплексов, связанных с соответствующими периодами тектонических движений, и поэтому может быть принята для целей настоящей статьи и в качестве схемы тектоно-магматического районирования.

II. КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОТДЕЛЬНЫХ СТРУКТУРНЫХ ЗОН, ИНТРУЗИВНЫХ КОМПЛЕКСОВ И РУДОНОСНОСТИ КАВКАЗА

А. БОЛЬШОЙ КАВКАЗ

Зона Ставропольского поднятия

Геологическое строение

Южная часть этой зоны в пределах Минераловодского района, ограниченная с запада и востока депрессиями рр. Кубани и Терека, сложена спокойно залегающими с очень пологим падением на север главным образом палеогеновыми осадочными отложениями (песчаники, мергели, глинистые сланцы и глины палеоцена, эоцена, олигоцена и нижнего миоцена). Эти отложения перекрывают карбонатные и глинистые, в основном верхнемеловые отложения, образующие лишь небольшие выходы в куполовидных поднятиях около некоторых Пятигорских лакколитов и выходящие из-под третичных толщ к югу от Ессентуков и Пятигорска, где эта зона постепенно переходит в Северо-Кавказскую моноклинальную мезозойскую зону.

Резкие изменения спокойного залегания третичных пород и разрывные нарушения наблюдаются лишь около упомянутых выше лакколитов, причем внедрение некоторых из них несомненно контролировалось отдельными крупными разрывами (например, восточный край горы Бештау, линейно расположенные выходы небольших интрузий гор Шелудивой, Медовой, Тупой и Острой).

Интрузии

Указанные выше интрузивные тела близповерхностного образования принято называть лакколитами, хотя, кроме их куполовидного залегания с периклинальным падением прорываемых ими третичных осадочных пород, и нет определенных доказательств в пользу такого представления о их форме. Некоторые более мелкие тела имеют дайкообразную форму, другие, возможно, представляют собой бисмалиты или этмолиты.

Петрографически породы всех этих интрузий близки между собой и относятся к щелочным трахилипаритам при колебаниях составов для отдельных интрузивов от пироксено-амфиболового трахита до биотитового липарита. Несомненно происхождение всех их из общего неинтрузивного очага гранитоидной магмы, внедрившейся в связи с позднеальпийскими тектоническими движениями в неглубоко залегающие породы докембрийского основания района и поднявшейся по отдельным разрывам в третичные толщи верхнего структурного этажа.

Рудные образования

Проявления рудной минерализации, явно связанные парагенетически с указанными малыми интрузиями трахилипаритов и приуроченные к зонам раздробления и смятия пород вдоль разрывных нарушений, выражены в виде жил и прожилков колломорфных пирита и марказита, сопровождаемых серицитизацией, окварцеванием (кроме кварца, есть опал) и отложением глинистых и хлоритовых минералов. В сульфидах анализами установлено присутствие мышьяка, меди, свинца, сурьмы, ртути и молибдена. Эти низкотемпературные гидротермальные сульфидные рудопроявления сами по себе не имеют промышленного значения. На горе Бык прослежена зона более высокотемпературного характера минерализации, представленной датолито-гранатовой породой.

Северо-Кавказская моноклинальная зона

Геологическое строение

Эта структурная зона занимает значительную часть северного склона Большого Кавказа от бассейна р. Белой на северо-западе до района г. Дзауджикау на юго-востоке, сложена мощной однообразно и довольно полого падающей на северо-восток толщей пород почти всего мезозоя от нижней юры до верхнего мела, а на северо-западном Кавказе и до палеогена включительно. Продольные разрывные нарушения секут мезозойские толщи, ограничивая местами поднятые между разрывами участки палеозоя с триасом и докембрия, сложенные главным образом метаморфическими сланцами.

Нижняя и средняя юра представлены в основном в глинисто-сланцевой фации (сланцы Главного хребта), верхняя юра и мел — главным образом в известняковой и отчасти в терригенной фациях.

В средней части зоны расположены полосой северо-западного простирания крупные и мелкие выходы палеозойских интрузий гранитоидов (северные граниты) и серпентинитов, приуроченные к участкам поднятий палеозоя и докембрия.

Краевые зоны Главного хребта

Геологическое строение

К северо-западу предыдущая зона переходит в узкую Таманскую складчатую зону (по Л. А. Варданянцу [1]), а к востоку — в зону складчатых хребтов Сунженского, Терского и Северо-Дагестанских. Сложенные главным образом третичными (в основном палеогеновыми) и отчасти верхнемезозойскими отложениями складки обеих этих краевых зон огибают с северо-запада и северо-востока концы средней части комплекса Главного Кавказского хребта, а на севере скрыты, повидимому, под новейшими отложениями Прикавказской низменности. В прикаспийской части Дагестана (к югу от Дербента) выделяется еще небольшая Кусарская зона с моноклинальным залеганием третичных отложений. Выходы изверженных пород в трех последних зонах отсутствуют.

Зона Передового хребта (с Промежуточной зоной)

Геологическое строение

Южнее Северо-Кавказской моноклинальной зоны почти на всем ее протяжении (от р. Белой до р. Чегема) выделяется высокогорная зона Передового хребта, с примыкающей к ней с юга Промежуточной зоной (по В. Н. Робинсону, между предыдущей зоной и зоной Главного хребта),

[1] На северо-западном Кавказе Ульянов выделяет несколько структурных зон, южные из которых объединяются Л. А. Варданянцем в комплекс Главного Кавказского хребта.

переходящая к юго-востоку в районе Эльбруса в узкую Тырны-Аузскую зону. Вся эта структурная зона сложена осадочными, вулканогенными и метаморфическими породами палеозоя от кембрия до верхней перми и триаса с отдельными полями и участками метаморфических и кристаллических сланцев докембрия в размытых антиклинальных поднятиях. Продольные разрывы с большой амплитудой перемещений отделяют всю эту зону от соседних на севере и на юге и пересекают ее, разбивая сложенные в складки толщи на ряд узких вытянутых глыб, поднятых и опущенных друг относительно друга. Такое сложное складчато-глыбовое строение характерно для всей этой палеозойской зоны, имеющей значительную ширину на северо-западе (в бассейне рр. Белой и Лабы) и резко сужающейся на юго-востоке (до 3—5 *км* у Тырны-Ауза и за р. Баксаном). В пониженных участках между сбросами зажаты узкие полосы нижнеюрской сланцевой толщи, нередко с синклинальным залеганием.

В этой зоне расположены почти все выходы заведомо палеозойских интрузий, от ультраосновных до кислых (кроме упомянутых уже «северных» гранитов и гипербазитов), а также некоторые мезозойские интрузии, как Тырны-Аузская. Интрузии сопровождаются проявлениями оруденения.

Интрузии

Палеозойские интрузии Северо-Кавказской моноклинальной зоны и зоны Передового хребта (с Промежуточной) разделяются теперь большинством геологов на три разновозрастных магматических комплекса, причем в каждом из них объединяются породы от ультраосновных или основных до кислых. Выходы всех интрузий располагаются примерно в две полосы: северную — в Северо-Кавказской зоне и южную — в зоне Передового хребта; для ультраосновных намечается даже три полосы.

К каледонскому комплексу (конец нижнего—начало среднего палеозоя) относятся сравнительно небольшие вытянутые интрузии серпентинитов (из пироксенитов) бассейнов рр. Б. Лабы, М. Лабы и Уруштена, залегающие среди кристаллических и метаморфических сланцев докембрия, кембрия (и силура ?). С этими серпентинитами тесно связаны прорывающие их местами тоже небольшие линзовидные интрузии кварцевых диоритов и более значительная интрузия биотито-роговообманковых гранитов, кварцевых диоритов и диоритов горы Чилик (в верховьях р. Кяфара), прорывающая кварцитовые сланцы нижнего палеозоя, граничащая на востоке по сбросу с толщей девона и нижнего карбона и трансгрессивно перекрываемая отложениями среднего карбона. Г. А. Афанасьев (1946 г.) относит к этому уруштенскому комплексу и большую часть так называемых гранитов Главного хребта на Северо-Западном Кавказе. Все интрузии этого комплекса сильно рассланцованы или огнейсованы.

Гораздо большим распространением на Северном Кавказе пользуются весьма разнообразные по составу интрузии среднепалеозойского (варисского) комплекса, известные на протяжении от р. Белой на северо-западе до р. Баксана на юго-востоке. Наибольшее количество выходов этих интрузий в южной полосе сосредоточено между рр. Б. Лабой и Кубанью. Возраст части этих интрузий определяется достаточно точно на основании прорывания ими отложений палеозоя до нижнего карбона включительно и нахождения галек интрузивных пород в трансгрессивно перекрывающих их конгломератах среднего карбона.

К наиболее раннему этапу этого интрузивного комплекса относится большая часть ультраосновных интрузий Большого Кавказа, располагающихся, грубо говоря, в три параллельные полосы. Наиболее крупные интрузии находятся в верховьях р. Кяфара — в южной полосе и по р. Малке — в северной полосе. По составу — это перидотиты и пироксе-

ниты, большей частью превращенные в серпентиниты и сопровождаемые серпентино-кварцево-карбонатными породами. С гипербазитами тесно сочетаются, нередко прорывая их, габбро, габбро-диабазы и диориты (до кварцевых диоритов), более крупные выходы которых находятся в верховьях рр. Б. Зеленчука, Кяфар-Агура и по р. Теберде, а мелкие известны и далее к востоку (по рр. Кубани и Малке). Сюда же относятся, по Л. А. Варданянцу (Геология СССР, т. IX, ч. 1, 1947), и мелкие интрузии гипербазитов, габбро, кварцевого диорита (тронджемита), прорывающие породы нижнего карбона Тырны-Аузской полосы. Согласно И. Г. Кузнецову, к этому же комплексу принадлежат выходы габбровых пород среди докембрийских сланцев и гранитов следующей к югу зоны Главного хребта в истоках р. Аксаута, а также некоторые диориты и кварцевые диориты в этих же древних породах в горной части Кабарды (И. Г. Кузнецов, 1940 г.) и Северной Осетии (М. И. Цикксон, 1940 г.).

Более молодым звеном этого же комплекса являются породы со средним составом сиенито-диорита (от монцонитов до сиенитов и гранодиоритов), залегающие в бассейне рр. Б. и М. Лабы среди докембрийских кристаллических сланцев хребтов Мастакан, Ахцархва, Ятыргварта, а далее к востоку, по рр. Кяфар-Агуру, Урупу, Маруху и Теберде, главным образом среди пород среднего палеозоя (девон — нижний карбон).

По Л. А. Варданянцу, Г. М. Ефремову (Геология СССР, т. IX, ч. 1, 1947), А. Г. Кобилеву (1938 г.) и др., к этому среднепалеозойскому комплексу в качестве наиболее поздних его членов следует относить и интрузии «северных» или красных гранитов и гранодиоритов, образующих самую северную полосу выходов интрузивных пород на Северном Кавказе, если не считать Пятигорских лакколитов.

Сюда относятся крупные интрузии биотитовых гранитов с переходами к гранодиоритам по рр. Малке и Мушту и у станицы Даховской на р. Белой и мелкие выходы тех же пород по р. Тызылу (приток р. Баксана), в районе Кисловодска, по правым притокам р. Кубани (Индыш-Арты-Кол, Аман-Кол), при впадении р. Бескеса в Б. Лабу и по р. Сахраю.

Всюду эти граниты прорывают участки кристаллических и метаморфических сланцев докембрия или нижнего палеозоя, а также среднепалеозойские серпентиниты и перекрываются осадками нижней юры, а местами и нижнего триаса. Таким образом, вопрос о возрасте этих гранитов не может считаться окончательно разрешенным; с уверенностью можно говорить только о палеозойском их возрасте вообще.

До недавнего времени их считали каледонскими или нижневарисскими, т. е. докарбоновыми (А. П. Герасимов, 1937 г.; И. Г. Кузнецов, 1940 г.).

Некоторые геологи (П. С. Саакян, 1941 г.) склонны относить к этой группе среднепалеозойских гранитов и отдельные полосы красных гранитов, прорывающих в виде штоков и даек древние (докембрийские) серые граниты в зоне Главного хребта, например в Дигории и Горной Кабарде, а также в верховьях рр. Кубани и Теберды, связывая с этими позднейшими интрузиями и ряд проявлений оруденения.

К третьему интрузивному комплексу, верхнепалеозойского возраста, относится группа разнообразных пород, развитых на небольшой площади в бассейне р. М. Лабы на горе Ятыргварте и соседних хребтах Магишо и Ахцархва. По данным детального изучения этого комплекса В. А. Затоковенко (1941 г.), породы его прорывают кристаллические сланцы докембрия, а также сиенито-диориты предыдущего досреднекарбонового комплекса, от которых они резко отличаются, и после размыва трансгрессивно перекрыты отложениями нижнего триаса с конгломератами, содержащими гальки пород интрузии горы Ятыргварты.

В состав комплекса входят различные породы от габбро до гранитов, имеющие гипабиссальный характер и свежий вид.

В других районах Кавказа интрузии этого комплекса пока не установлены.

Возможно, близки по возрасту к последнему комплексу кварцевые кератофиры по р. Кубани и ее притокам Худесу и Дауту (район рудника Эльборус), слагающие мощный пояс даек, секущих метаморфические сланцы, отложения среднего и верхнего карбона и, повидимому, нижнепермскую красноцветную толщу.

Гальки кератофиров, заключаются в перекрывающих их лейасовых конгломератах.

Единственный пока небольшой по объему комплекс мезозойских интрузий на Северном Кавказе установлен в юго-восточной части палеозойской зоны на р. Баксан у Тырны-Ауза, где они прорывают узкую, зажатую между сбросами полосу пород нижнего карбона, являющуюся продолжением упоминавшейся Промежуточной зоны северного склона Главного хребта. В состав комплекса входят: гранит, слагающий значительное штокообразное тело, и, повидимому, связанные с ним малые интрузии (штоки, залежи и дайки) различных лейкократовых порфировых гранитоидных пород (гранит-порфир, гранит-аплит, лабрадоровый аплит, липариты), а также отдельные дайки дацита, андезита, витрофира и базальта (Л. А. Варданянц, 1940 г.).

Возраст тырныаузского комплекса достаточно условно относится (Л. А. Варданянцем, Н. А. Хрущевым, Б. В. Орловым и др.) к верхам нижней юры на основании метаморфизма, вызываемого гранитом, в свите нижнеюрских сланцев и песчаников (мукуланская свита). Верхний предел возраста остается неясным. Имеются основания полагать, что липариты, секущие гранитный массив в виде некков и даек, а также дациты, андезиты и др. имеют значительно более поздний — верхнетретичный возраст, по аналогии со сходными малыми интрузиями соседних районов и кислыми излияниями Эльбруса и бассейна р. Чегема (С. П. Соловьев, 1940 г.).

Рудные образования

Известные в пределах описываемой зоны довольно разнообразные эндогенные рудные образования, вероятно, генетически связаны с различными по возрасту проявлениями магматизма, однако малая изученность металлогении наиболее распространенных здесь палеозойских интрузий не позволяет еще, за редкими исключениями, достоверно связывать отдельные проявления оруденения с определенными интрузивными комплексами, описанными выше.

С нижнепалеозойским (каледонским) малолабинским комплексом ультраосновных и кварцево-диоритовых интрузий, в частности с мало распространенными наиболее кислыми поздними его членами (гранитами и гранит-порфирами), предположительно связываются пегматитовые и кварцевые жилы с шеелитом и молибденитом по р. Блыби (левый приток р. Б. Лабы), подвергавшиеся разведке и небольшой разработке, а также, возможно, и сходные проявления молибденита по речкам Мамхурц и Дамхурц (левые притоки р. Б. Лабы) и некоторые другие рудопроявления молибденита, меди, свинца и цинка в бассейне рр. Белой и Лабы, а также сульфидные рудопроявления в связи с кварцевыми диоритами горы Чилик.

С интрузиями серпентинитов варисского предсреднекарбонового комплекса связаны рудопроявления хромита и никеля в эндоконтактовой зоне кварцево-карбонатных пород (Беденский массив на р. Б. Лабе). В Лабинском месторождении установлены арсениды никеля с содержанием сурьмы (брейтгауптит, никелин и ульманит).

За счет разрушения серпентинитов в юрское время образовалось известное осадочное магнетитовое Малкинское месторождение с небольшим содержанием хрома и никеля в рудах.

В связи с габбро-диоритовыми и сиенито-диоритовыми интрузиями того же комплекса установлены пока лишь незначительные сульфидные рудопроявления меди, цинка, свинца, железа (в пирите) в верховьях р. Кяфар-Агура и у Карабекской интрузии.

Слабое сульфидное оруденение наблюдалось в контактовой зоне Даховской гранитной интрузии на р. Белой, а с гранитами Малкинского массива (по р. Мушт) связаны рудопроявления золота (в кварцевых жилах), шеелита и полиметаллов. Таким образом, рудный ореол этих наиболее значительных гранитных интрузий выражен очень слабо.

Не изучен в отношении рудоносности верхнепалеозойский комплекс горы Ятыргварты; повидимому, связанное с ним оруденение незначительно. Несомненно палеозойским является сульфидное оруденение, открытое в 1947 г. по р. Урупу в районе ст. Преградной, так как в перекрывающих рудоносную полосу палеозоя юрских отложениях в конгломерате содержатся гальки оруденелых пород. Вопрос о связи этого оруденения с каким-нибудь из описанных палеозойских интрузивных комплексов остается открытым ввиду того, что в районе не обнаружены еще выходы интрузий. Встреченные здесь достаточно богатые (в штуфах) медно-полиметаллические руды, содержащие, по анализам, кобальт и молибден, приурочены к полосе сильно гидротермально измененных и пиритизированных пород. Они дают в зоне окисления образования типа железной шляпы с содержанием золота и заслуживают детального изучения.

С преднижнеюрскими (или нижнеюрскими) кварцевыми кератофирами у впадения р. Худес в Кубань предположительно связывается известное полиметаллическое жильное месторождение рудника Эльборус, неоднократно разведывавшееся без значительных результатов. Возможно, что с этими же малыми интрузиями (а не с более ранними гранитами) связаны и баритовые жилы месторождений Алык-Баш и Джалан-Кол.

С нижнеюрским комплексом гранитоидов генетически связано крупнейшее промышленное молибдено-шеелитовое месторождение Тырны-Ауз.

Главное рудное тело представляет собой зону пироксено-гранатовых скарнов, происшедших из известняков и отчасти роговиков, прилегающих к штоку гранит-порфира, пересеченного дайками лабрадорового аплита на гребне хребта, в некотором удалении от главной интрузии эльджуртинского гранита. Скарновое тело окружено широкой полосой андалузито-кордиеритовых, биотитовых и амфиболовых роговиков, окаймляющих также и интрузию гранита. Молибденит приурочен главным образом к сильно окварцованным участкам и кварцевым жилам в скарнах; в роговиках содержание его обычно ничтожно; молибденоносны местами и сами лейкократовые интрузивы. Шеелит распространен значительно шире, встречаясь в промышленных количествах местами и в роговиках. Из сульфидов наблюдаются пирротин, сфалерит, пирит, халькопирит, галенит; характерно значительное распространение флюорита при редкости турмалина. В процессе образования месторождения выделяют несколько стадий, причем выделение шеелита связано с более ранними стадиями скарнообразования, и в частности с образованием диопсида; выделение же молибденита главным образом относится к гидротермальной стадии отложения кварца (хотя часть молибденита, повидимому, сопровождала образование гранатов). Л. А. Варданянц (1940 г.) склонен связывать генезис молибденита с подъемом кремнекислых растворов, сопровождавших внедрение даек лабрадорового аплита. Редкометальное оруденение сопровождается магнетитом и незначительным количеством сульфидов, относящихся к поздним стадиям минерализации. Несколько

в стороне (к северу) от главного месторождения имеются жилы антимонита.

Несмотря на длительное и детальное изучение Тырны-Аузского месторождения, вопросы генезиса оруденения остаются еще далеко не разрешенными, что объясняется чрезвычайной сложностью структуры рудного поля, обусловленной многократными тектоническими движениями, с которыми связаны были и повторные этапы внедрения магмы, сопровождавшиеся рудообразованием.

В подвижной узкой зоне палеозоя Тырны-Ауза, в контактовом ореоле того же гранитного массива имеются два небольших месторождения олова (сульфидно-касситеритовой формации) — Мало-Мукуланское и Тютю, а по продолжению этой зоны далее к юго-востоку (до р. Чегема) по речкам Кестанты и Сакашили-Су известны недостаточно изученные медные, полиметаллические и молибденовые рудопроявления в виде жилок в метаморфических сланцах, для которых можно предполагать их связь с тем же нижнеюрским магматическим комплексом.

Все это заставляет выделять на Северном Кавказе Тырны-Аузский существенно редкометальный рудный пояс. Объединение этого рудного пояса в один с поясом главных полиметаллических месторождений Северного Кавказа, допускаемое некоторыми геологами (П. Н. Лебедев, 1946 г.), нельзя считать обоснованным ввиду значительных различий в геологической структуре и характере оруденения обоих поясов.

Комплекс Главного Кавказского хребта

Геологическое строение

Следующая имеющая для нас интерес тектоно-магматическая зона или, точнее, комплекс Главного Кавказского хребта, представляет наиболее поднятую приосевую полосу Большого Кавказа, в средней по простиранию части которой на протяжении свыше 400 *км* от р. Белой до р. Терека выходят древние кристаллические породы докембрия. С севера на большом протяжении этот комплекс ограничен системой крупнейших разрывов, по которым, начиная от массива горы Фишт на северо-западе, породы кристаллического ядра Кавказа приведены в соприкосновение с нижнеюрскими и палеозойскими толщами предыдущей зоны. Восточнее — в Осетии и Дагестане — северной границей комплекса служит флексурообразное поднятие мезозойских, а местами и третичных толщ (Геология СССР, т. IX, ч. 1, 1947).

С юга границей комплекса на всем его протяжении (кроме крайнего юго-востока) служат крупные надвиги, по которым древний субстрат или сильно смятые юрские толщи надвинуты на верхнемезозойские породы рионо-куринского комплекса. Комплекс Главного хребта сложен породами различного возраста от архея до четвертичных. В средней по простиранию части комплекса преобладают кристаллические сланцы архея и протерозоя и древние граниты, на которые непосредственно налегают глинистые сланцы и песчаники нижней юры (верхнего лейаса), более развитые по южной окраине комплекса и образующие лишь узкие полосы в продольных депрессиях среди кристаллических пород.

Отдельные полосы и мелкие участки палеозойских пород имеются лишь на Северо-Западном Кавказе (полоса карбона в районе горы Чугуш) и в Северной Осетии (к западу от Казбека). В крайней северо-западной части хребта развиты мезозойские осадки (от средней юры до верхнего мела) и местами на Черноморском побережье — палеогеновые. Вся юго-восточная часть комплекса к востоку от р. Терека и в Дагестане сложена юрскими отложениями, с сильным преобладанием песчаниково-сланцевых толщ нижней и средней юры, перекрытыми на севере и на крайнем юго-востоке меловыми породами и местами третичными.

В Центральном Кавказе довольно значительные площади заняты плиоценовыми и четвертичными лавами (районы Эльбруса и Казбека, бассейн р. Чегема, Кельское вулканическое плато).

Чрезвычайно сложная и разнообразная в различных частях (по простиранию) структура комплекса Главного хребта сформировалась в результате тектонических движений главным образом юрского и верхнетретичного времени. Формирование складчатой структуры относится преимущественно к юрскому периоду, причем основными эпохами складчатости были предтоарская, предааленская и особенно предкелловейская. В верхнетретичное время (мио-плиоцен) преобладали глыбовые движения по сбросам; впрочем, судя по взаимоотношениям различных толщ, вертикальные перемещения в отдельных зонах происходили также и в юрское время и значительно раньше (с начала палеозоя или докембрия).

По многим древним разрывам крупные перемещения неоднократно повторялись вплоть до четвертичного времени.

В средней части Главного хребта, между бассейном р. Белой и Тереком, древние кристаллические толщи пересечены многочисленными продольными крупными разрывами, частью параллельными, частью проходящими несколько наискось к осевой линии хребта; имеются и почти поперечные к хребту разрывы. Продольными разрывами, прослеженными на десятки и сотни километров, вся средняя часть комплекса Главного хребта разбита на ряд зон, местами последовательно ступенчато поднятых по направлению с севера на юг на северном склоне хребта и нередко надвинутых друг на друга, особенно на южном склоне. Отдельные горстообразные поднятые зоны, сложенные докембрием, имеют антиклинальное строение в кристаллических сланцах, а в узких тектонических депрессиях между ними наблюдается синклинальное строение зажатых здесь юрских сланцевых толщ и интенсивная изоклинальная, опрокинутая к югу складчатость этих толщ в зоне южного склона хребта. В юго-восточной половине Большого Кавказа, в Дагестане, такая же сильно сжатая складчатость характерна для юрских отложений выделяемых здесь зон Главного и Бокового хребтов, тогда как в Северном Дагестане развиты широкие коробчатые складки в юрских и меловых породах.

Складчатость нарушена и здесь крупными продольными разрывами, часть которых является непосредственным продолжением главных разрывов Центрального Кавказа. Складчатые формы тектоники преобладают и в сложенной мезозоем северо-западной оконечности Главного хребта; ряд продольных разрывов усложняет строение и этой области.

Интрузии

В средней части Главного Кавказского хребта, от района горы Фишт до Терека, громадные площади заняты древними, в подавляющей массе гранитоидными интрузиями, возраст которых обычно относится к докембрию (по А. П. Герасимову, 1937 г. и И. Г. Кузнецову, 1940 г.). Древнейшими из этих интрузивных пород являются амфиболиты и ортогнейсы, входящие в состав нижней (археозойской ?) толщи кристаллических сланцев.

К следующему (протерозойскому ?) интрузивному комплексу относятся небольшие тела довольно широко распространенных ультраосновных и основных пород (от перидотитов до габбро и диоритов) и крупнейшие интрузии, типа батолитов, так называемых «серых» гранитов Главного хребта. Дайки гранита, а также пегматитов и аплитов секут ультраосновные и основные породы, не оставляя сомнений в обычной последовательности образования интрузивов комплекса (от ультраосновных к кислым).

Среди гранитоидов Главного хребта принято выделять несколько разновидностей, относящихся, судя по наблюдаемым местами интрузивным контактам между ними, к разным этапам внедрения: наиболее ранние, согласно большинству авторов, порфировидные граниты, затем равномернозернистые двуслюдяные граниты, далее лейкократовые мелкозернистые «уллукамские» граниты, наконец гранодиориты и редкие кварцевые диориты. Геолог Г. М. Ефремов (1941 г.) делит граниты Главного хребта на два типа: бедные микроклином альбитовые граниты Западного Кавказа (белореченские), подвергшиеся сильному региональному метаморфизму (часто огнейсованные), и более массивные, но несущие более ясные признаки пневмогидротермального автометаморфизма, существенно микроклиновые и олигоклазовые граниты Центрального Кавказа, встречающиеся местами и на Западном Кавказе. За последнее время некоторые геологи склонны повышать возраст гранитов Главного хребта до нижнего или даже среднего палеозоя. Так, Л. А. Варданянц (1935), считает возраст гранитов и прорываемых ими метаморфических сланцев в Северной Осетии не древнее нижнего палеозоя. Г. М. Ефремов связывает внедрение гранитов типа Западного Кавказа с каледонской складчатостью, а типа Центрального Кавказа — с ранневарисской. Наиболее поздними, вероятно палеозойскими, В. Н. Робинсон и другие геологи считают граниты уллукамского типа, довольно широко распространенные в виде небольших интрузий в части хребта к западу от Эльбруса и чаще сопровождаемые проявлениями оруденения. Палеозойскими же, как уже упоминалось, считаются небольшие интрузии кварцевых диоритов, диоритов и габброидных пород, секущих древние граниты.

Геолог Г. Д. Афанасьев (1946, 1949 гг.), последним изучавший древние интрузии на Северо-Западном Кавказе, считает все гранитоиды этой части Главного хребта палеозойскими и выделяет среди них каледонские натриевые граниты уруштенского комплекса (стр. 87), затем варисские гранодиориты или плагиограниты с краевыми фациями диоритов и габбро-диоритов, светлые двуслюдяные граниты и последние по времени внедрения калиевые аляскитовые граниты.

Порфировидные граниты он считает образовавшимися из ранневарисских гранодиоритов под влиянием калиевого метасоматоза (порфиробласты микроклина) при внедрении в них аляскитовых гранитов. Затем еще следовали поздневарисские гипабиссальные малые интрузии от ультраосновных до кислых. Возможность распространения этих новых взглядов Г. Д. Афанасьева на все древние граниты Центрального Кавказа, им не изучавшиеся, остается неясной.

По южной окраине комплекса Главного хребта в западной его части, в области перевалов, известны мезозойские основные и кислые интрузии, более распространенные в следующей к югу Абхазской зоне рионо-куринского комплекса.

Все эти интрузии расположены вдоль главного надвига южного склона хребта, по которому породы докембрия надвинуты на юрскую сланцевую толщу. Интрузии секут и метаморфизуют последнюю, но, повидимому, не секут надвиг, образование которого относится к третичному периоду. Крупные и ряд мелких интрузий, расположенных полосой в верховьях р. Мзымты, у оз. Кардывач, и в районе перевалов Главного хребта Санчаро и Аданге, сложены разнообразными породами от габбро и диабазов через монцониты и гранодиориты до гранитов.

Некоторые исследователи рассматривают породы промежуточного состава (монцониты и др.) как гибридные, получившиеся в результате воздействия гранитной магмы на ранее внедрившиеся габброидные породы. Характерно широкое развитие микропегматита во многих породах. Такой же сложный состав имеет и относящаяся к этому комплексу значительная Эцерская (Бакская) интрузия в Верхней Сванетии к юго-западу от г. Ушбы.

Возраст всех этих интрузий по аналогии с соседними того же типа абхазскими интрузиями считается среднеюрским (батским).

К эпохе более раннего, нижнеюрского вулканизма, связанного с предтоарскими тектоническими движениями и проявившегося главным образом в эффузивной фации, относятся известные вдоль всей приосевой части Главного хребта дайки и штоки диабазов, габбро-диабазов, авгитовых порфиритов (Г. С. Дзоценидзе, 1948 г.).

Недостаточно ясным остается возраст небольших интрузий, главным образом, тоже основного состава — габбро-диабазов, габбро-диоритов (изредка и кислых — кварцевых диоритов, гранодиорит-порфиров), образующих длинный пояс в юрской сланцевой толще Юго-Восточного Кавказа (в Кахетии и Дагестане). Одни геологи считают их мезозойскими, среднеюрскими, другие — третичными.

В высокогорной части Центрального Кавказа на протяжении от верховьев р. Ингур в Сванетии до района горы Казбек находятся все известные до сих пор выходы наиболее молодых верхнетретичных (миоплиоцен) неоинтрузий. Они образуют несколько групп (Дых-Тауская, Верхне-Сванетская, Верхне-Рачинская, Сангути-Донская, Теплинская, Приказбекская), причем большая часть интрузий достаточно отчетливо приурочена к линиям крупных разрывов, пересекая местами и их вместе с вмещающими юрскими толщами. Сами интрузии около разрывов не несут следов раздробления, что является одним из доводов в пользу их молодого возраста. Все эти интрузии объединяются Л. А. Варданянцем в один Теплинский неоинтрузивный пояс, разделяющийся к западу на два — северный, через массив Дых-Тау, и южный, вдоль главного надвига южного склона в Верхней Раче и Сванетии. Отдельные небольшие выходы интрузий в каждой группе их рассматриваются Л. А. Варданянцем (1937, 1939 гг.) как мало еще обнаженные эрозией выступы кровли более значительных интрузивных тел, а все группы в совокупности — как ответвления от крупного вытянутого вдоль хребта глубже залегающего третичного батолита.

Не исключено, конечно, что мы имеем здесь и обособленные прорывы магмы из глубоко залегающего очага в участках, наиболее нарушенных глубоко проникающими и в силу каких-нибудь местных условий более открытыми разрывами.

Во всяком случае, достаточно ясно намечается возможность связывать эти интрузии с эпохой крупных радиальных движений верхнетретичного времени, следовавших за последними периодами складкообразования.

По времени, условиям образования и общему петрографическому облику эти неоинтрузии Главного хребта близки к Пятигорским лакколитам, отличаясь от них несколько более глубинным характером пород, впрочем далеко не всех.

В состав интрузий входят довольно разнообразные породы: редкие габбро и габбро-диориты, диориты, преобладающие кварцевые диориты и гранодиориты и несколько менее обычные граниты, а из порфировых пород — диоритовые порфириты, гранодиорит- и гранит-порфиры, андезиты, андезито-дациты, дациты, кварцевые и бескварцевые альбитофиры, липариты и витрофиры.

В некоторых группах выходов неоинтрузий в центре и в более значительных телах располагаются полнокристаллические породы, а по периферии — порфировые разновидности их (гранодиорит-порфиры и др.). Андезиты, дациты, альбитофиры и другие порфиролиты в виде даек секут как интрузии, так и вмещающие их породы, а местами образуют и более крупные самостоятельные тела (например, дацитовый лакколит Калько к юго-востоку от Казбека). Многие мелкие выходы неоинтрузий представлены только порфировыми породами, особенно часты дайки дацитов и кварцевых альбитофиров.

Наиболее древними на Кавказе являются рудные образования, связанные генетически с крупными интрузиями протерозойских (?) гранитов Главного хребта, причем до настоящего времени нет достаточно твердых оснований говорить о преобладающей металлогенической роли отдельных из упомянутых выше разновидностей этих гранитов (порфировидных и равномернозернистых, гранитов западного и восточного типов, по Г. М. Ефремову, 1941 г.). Правда, некоторые геологи связывают почти все известное оруденение с равномернозернистыми гранитами (П. С. Саакян, 1941 г.), другие указывают на приуроченность многих рудопроявлений, в частности молибденовых, к выходам уллукамских гранитов, наконец, третьи считают более металлоносными граниты восточного типа (Г. М. Ефремов, 1941 г.), приписывая последним, как выше указывалось, палеозойский возраст.

Для некоторых рудопроявлений, находящихся в области развития древних гранитов или в них самих, вопрос о времени их образования остается совершенно неясным за недостатком геологических данных, и нередко допускается возможность принадлежности их к более поздним металлогеническим эпохам вплоть до верхнетретичной.

С известными основаниями большинство геологов считает связанными с древними гранитами лишь достаточно высокотемпературные рудные образования, которые делят на два генетических типа: 1) рудоносные пегматитовые жилы, 2) контактовые и гипотермальные образования. Все проявления оруденения сосредоточены в докембрийских кристаллических сланцах, облекающих или перекрывающих гранитные интрузии, либо в верхних частях этих интрузий, где видны остатки древней сланцевой кровли.

В пегматитовых жилах установлено слабое оруденение оловом, бериллием, ниобием, танталом, молибденом, золотом. Наибольшим развитием они пользуются в горной части Кабарды (верхнечегемские оловоносные пегматиты) и в Дигории (Билляги-Донское месторождение оловоносных пегматитов), где они и были изучены.

К контактово-метасоматическим относятся небольшие пирротиново-медные (иногда с магнетитом) месторождения, содержащие иногда немного шеелита и кобальта, залегающие в зоне контактов гранитов с кристаллическими сланцами (в верховьях рр. Черека и Чегема). Жильные гипотермальные месторождения, реже и мезотермальные, представлены кварцево-арсенопиритовыми и кварцево-халькопиритовыми (иногда и полиметаллическими) жилами в кристаллических сланцах или в гранитах.

Некоторые жилы содержат немного вольфрамита, шеелита и молибденита. Более значительными из них являются подвергавшиеся разведке арсенопиритовые месторождения Горной Кабарды (Чегет-Джора, Куспарты, Курранан).

Кварцевые жилы с молибденитом в Горной Кабарде (Рцывашки, Су-Баши, Укю, Мистякам и др.), а также образующие пояс молибденовых месторождений в уллукамских гранитах в верховьях рр. Кубани и Теберды (Азгек, Муху, Хатипара, Даутское), некоторые геологи тоже условно относят к докембрийской металлогенической эпохе (Д. И. Щербаков, 1946 г.), хотя другие связывают их с выходами палеозойских (?) красных гранитов (П. С. Саакян, 1941 г.). То же можно сказать о наиболее значительном шеелито-арсенопиритовом месторождении Кти-Теберда (Кургашин-Чат) в верховье р. Теберды, генезис которого, впрочем, некоторые авторы склонны связывать даже с не вскрытыми в районе мезозойскими или третичными интрузиями.

Большинство изученных жил содержит немного золота.

Мезозойские интрузии западной части Главного хребта, по имеющимся отрывочным данным, не сопровождаются сколько-нибудь интенсивным оруденением; условно с ними можно связывать магнетитовые, пиритовые, медно-пирротиновые и полиметаллические рудопроявления у Санчарского перевала, скарновые зоны с пирротином горы Псеашхо, проявления арсенопирита в верховьях р. М. Лабы.

За последние годы среди кавказских геологов прочно утвердилось представление о мезозойском возрасте многочисленных месторождений главного полиметаллического пояса Северного Кавказа; генезис их склонны связывать с глубоко залегающими и еще не вскрытыми интрузиями одной из главных эпох тектонических движений юрского времени (предкелловейской). Месторождения этого пояса приурочены к наиболее северным выходам древних гранитов и нижнеюрских кератофиров, поднятым вдоль системы крупнейших северных продольных разрывов в Кабарде, Дигории и Северной Осетии. При хорошо выраженном общем мезотермальном характере оруденения (сфалерит, галенит, пирит, немного халькопирита с кварцем и карбонатами) в рудах некоторых месторождений (Садон и др.) содержатся пирротин, арсенопирит, самородный мышьяк, золото.

Возможно, что к той же верхне- или среднеюрской металлогенической эпохе относятся и более высокотемпературные медно-пирротиновые и отчасти полиметаллические месторождения (Девдорак, Бурон, Лабагом и др.) следующего к югу металлоносного пояса (медно-пирротинового), тоже тянущегося вдоль крупных разрывов по северному краю так называемого Казбекского диабазового пояса. Большинством геологов, впрочем, генезис этих месторождений связывается с верхнетретичными интрузиями. В последнее время некоторые геологи (Г. И. Харашвили) особенно настаивают на мезозойском (батском) возрасте такого же типа месторождений другого медно-пирротинового пояса — Кахетинско-Дагестанского, тянущегося вдоль крупных разрывов в юго-восточной части Главного хребта. В рудах небольших месторождений Горной Кахетии (Артанское, Лодуанское) и Белоканского месторождения, состоящих из пирита, пирротина, мельниковита, халькопирита с примесью сфалерита и галенита, анализами установлено присутствие кобальта (в пирите и пирротине). Руды дагестанских жильных месторождений содержат больше сфалерита и галенита. Кварцеворудные жилы приурочены к полосе выходов диабазов, габбро-диоритов, кварцевых диоритов, гранодиорит-порфиров, альбитофиров.

С верхнетретичной (мио-плиоцен) магматической деятельностью связывают большое количество месторождений и рудопроявлений различных типов или рудных формаций, располагающихся в несколько рудных поясов (Л. А. Варданянц, 1943 г.) с преобладанием того или иного типа оруденения, более или менее отчетливо приуроченных к крупным разрывным нарушениям в высокогорной средней части Главного Кавказского хребта, где сосредоточены и почти все выходы альпийских неоинтрузий.

При всем разнообразии рудных формаций, выделяемых по минералогическому составу, все рудные образования Центрального Кавказа верхнетретичного возраста могут быть разделены на два основных типа: 1) высокотемпературных месторождений с существенным участием в составе руд сульфидов мышьяка, железа, меди и соединений редких металлов—вольфрама, молибдена, олова, висмута, золота и 2) низкотемпературных (эпитермальных) месторождений с реальгаром, аурипигментом, антимонитом и киноварью. В некоторых месторождениях сочетаются оба типа оруденения, что является даже характерным для альпийских рудных образований рассматриваемой области.

К первому типу относятся арсенопиритовые месторождения — Цанское (крупное, промышленное), Чорохи (с касситеритом и шеелитом), Тана-

Донской и Сангути-Донской групп (с шеелитом, молибденитом, висмутином и золотом), объединяемые Л. А. Варданянцем (1943 г.) в арсенопиритовый пояс, протягивающийся до массива горы Тепли. Для кварцеворудных жил этого типа характерно наличие турмалина и апатита.

Единичным чисто молибденовым месторождением является Кароби (в Верхней Раче). К высокотемпературному типу может быть отнесен уже упомянутый пояс медно-пирротиновых (с полиметаллами) месторождений Бурон, Лабагом, Девдорак, иногда медно-арсенопиритовых (Джимара), считаемых обычно третичными.

Очень отчетливо выражен пояс реальгаровых, сурьмяных и ртутных месторождений, прослеживаемый из Верхней Рачи (Грузия) вдоль главного надвига южного склона хребта и далее вдоль более северных разрывов через Мамисонский перевал и верховья р. Ар-Дон до горного массива Тепли и после перерыва до района Коби на Тереке. Сюда относятся: реальгаровые месторождения Лухумское, Сакаури, Рустави (с киноварью); ртутные Талахиани, Боко, Цесское; реальгаровые гор Тепли и Сионское антимонитовое у Коби. Интересны по одновременному присутствию вольфрамита и антимонита месторождения Зопхито и Сагеби в верховьях р. Риона и близкое к ним по характеру Хуландойское месторождение в восточной части Кавказа, содержащее антимонит, вольфрамит, шеелит, касситерит.

Рионо-куринский комплекс

Геологическое строение

Этот структурный комплекс, примыкающий на всем своем протяжении от Черного до Каспийского моря к южному склону Главного Кавказского хребта, подобно комплексу последнего, тоже объединяет ряд зон, подзон или районов, отличающихся друг от друга по геологическому строению и выделяемых обычно при детальном геологическом районировании (Геология СССР, т. IX, ч. 1, 1947).

Для целей настоящего обзора достаточно принять грубое разделение всего комплекса на две складчатые зоны — северо-западную Абхазско-Рачинскую, меньшую по площади, и юго-восточную Карталинско-Кахетинскую (или Карталинско-Куринскую) бóльшую, с третьей зоной Дзирульского глыбового поднятия к югу от первой, у южной окраины всего комплекса.

Общей для обеих складчатых зон является более спокойная, чем в Главном хребте, тектоника с тенденцией наклона как складок, так и разрывов в южном направлении. Близ Главного хребта складки еще сильно сжаты, южнее они расширяются.

Абхазско-Рачинская зона в большей своей части сложена юрскими отложениями. Более древние толщи представлены поднятой по разрывам полосой пород палеозоя в Сванетском хребте. Все три отдела юры вдоль южного склона Главного хребта представлены в флишевой песчано-сланцевой фации. Южнее особенно широко распространена вулканогенная (порфиритовая) толща средней юры с батскими угленосными отложениями в отдельных местах. Из верхнеюрских отложений преобладает трансгрессивная красноцветная толща титона; известняки известны лишь в Абхазии.

Нижний и верхний мел, главным образом в известняковой фации, распространены широко, особенно на северо-западе зоны, и перекрываются вдоль берега Черного моря палеогеном, а восточнее главным образом неогеном.

В зоне Дзирульского поднятия на поверхность выведены древние докембрийские и палеозойские породы, представленные главным образом гранитоидными интрузивами, отчасти и ультраосновными,

и в меньшем развитии метаморфическими сланцами (с участками кембрийских известняков), перекрытыми пологозалегающими юрскими, меловыми и третичными осадками.

Карталинско-Кахетинская зона, начинающаяся от верховьев рр. Ингура и Цхенис-Цхали, только в северо-западном конце сложена юрскими толщами; далее, погружаясь к юго-востоку, она представлена меловыми породами (до верховьев р. Алазани), скрывающимися на юге и на юго-востоке под третичными, главным образом неогеновыми, и четвертичными отложениями. По мере удаления от Главного хребта складчатость и в этой зоне делается более спокойной, но крупные кулисообразно расположенные продольные разрывы, часто надвиги, прослеживаются на всем протяжении зоны, нарушая даже неогеновые отложения и скрываясь под сплошным развитием четвертичных осадков Куринской депрессии.

Интрузии

Наиболее древними из интрузивных пород являются гранитоиды Дзирульского массива; выходы их занимают площадь свыше 1000 *км*², представляющую горстообразный выступ древнего основания зоны, ограниченный с юга и с севера, а вероятно и с востока, разрывами. Гранитоиды Дзирульского массива делят на две группы: 1) сильно преобладающие серые докембрийские (?) граниты и кварцевые диориты и 2) мало распространенные красные палеозойские граниты. Последние прорывают метаморфическую толщу с мраморами, в которых установлены кембрийские археоциаты. Местами в массиве встречаются габбро и диориты, а у восточной окраины его и ультраосновные породы (серпентиниты), прорываемые только красными гранитами и относимые поэтому к ранним этапам палеозойского интрузивного комплекса.

В северо-западной части Абхазско-Рачинской зоны имеется значительное количество мезозойских интрузий довольно разнообразного состава. Возраст их по новым данным грузинских геологов (Г. М. Заридзе, 1947 г.; Г. Р. Чхотуа, В. И. Курочкина) определяется как среднеюрский (батский): интрузии прорывают толщу байоса и бата, а галька их встречается в конгломерате в основании келловейской пестроцветной толщи.

Интрузии образуют две группы: западную, развитую на большой площади в горной Абхазии по рр. Гумисте, Келасури и Кодору, и восточную — из ряда небольших выходов в Верхней Сванетии, между р. Ингуром и ее правым притоком р. Ненскрой. Районы распространения интрузий рассечены крупными разрывами, и многие выходы расположены вдоль этих разрывов.

Большинство интрузий имеет незначительные размеры; представлены они небольшими штоками, а местами только дайками. Выделяются среди них по размерам только две гранитоидные интрузии в высокогорной части Абхазии — Келасурская в верховьях одноименной речки и Горабская в бассейне р. Кодора.

Петрографический состав интрузий отличается большим разнообразием: установлены габбро (иногда с оливином), кварцевое габбро, габбро-диабазы, габбро-диориты, диориты, кварцевые диориты, монциониты, кварцевые монциониты, гранодиориты, граниты и порфировые разности большинства названных пород. Крупные интрузии сложены более кислыми породами (с основными краевыми фациями), а мелкие имеют обычно более основной состав, хотя иногда и они представлены гранодиоритами или гранитами. Более раннее внедрение основных пород отчетливо устанавливается пересечением их дайками и апофизами гранитоидов, ксенолитами основных пород в гранитах и явлениями гибридизации основных пород под воздействием кислых.

Абхазские гранитоидные интрузии сопровождаются многочисленными жилами аплита и пегматита.

К этому же мезозойскому (среднеюрскому) интрузивному комплексу относится и большая Хевская интрузия кварцевого диорита, секущая древние граниты Дзирульского массива в юго-восточной его части и покрывающие их вулканогенные породы средней юры. Мезозойскими (байос — бат) считаются и довольно многочисленные дайки диабазов, габброидных пород и основных порфиритов и редкие дайки кварцевых порфиритов и альбитофиров Нижней Сванетии (бассейн р. Цхенис-Цхали), Верхней Рачи и Юго-Осетии, причем основным породам приписывается более ранний возраст (байос), а кислым — более поздний (бат).

Интрузивные породы третичного возраста в Абхазско-Рачинской зоне, за исключением части тешенитов Кутаисского района, неизвестны. Дайки кутаисских тешенитов Г. М. Заридзе (1947 г.) рассматривает как корни верхнетретичных основных эффузий.

В восточной Карталинско-Кахетинской зоне вообще неизвестны выходы интрузивных пород, за исключением уже упомянутых даек в крайней северо-западной ее части (в Верхней Раче и Юго-Осетии) и пластообразных залежей тешенита в верхнемеловой толще верховьев р. Иоры в Кахетии; последним теперь приписывается верхнемеловой (туронский) возраст.

Рудные образования

С палеозойскими красными гранитами Дзирульского массива связаны лишь слабые рудопроявления в пегматитах, представленные тантало-ниобатами (колумбит), бериллом, ортитом и очень редко молибденитом (установлен в шлихах). Серпентиниты восточной части того же массива обнаруживают слабую никеленосность и хромитоносность (бассейн р. Лопоты).

Металлогеническая роль юрских гранитоидных и более основных интрузий Абхазии остается еще очень неясной. Более или менее определенно с этими интрузиями можно, повидимому, связывать лишь слабое редкометальное оруденение (шеелит, касситерит, молибденит) в пегматитовых и высокотемпературных кварцевых жилах с мусковитом и турмалином, отчасти и просто в трещинах окварцованных гранитов Келасурской интрузии. Менее ясен вопрос о генетической связи с этими интрузиями кальцито-кварцевых жил с пиритом, арсенопиритом, галенитом и сфалеритом, секущих как граниты, так и вмещающие юрские породы (полиметаллические месторождения гор Схапач и Лыхта, р. Джампал и др.). Большинство этих месторождений и рудопроявлений Абхазии приурочено к трещиноватым зонам вдоль крупных разрывных нарушений, образование которых склонны относить к верхнетретичному времени.

Наиболее значительные телетермальные метасоматические полиметаллические месторождения Абхазии, Брдзышха и Дзышра, в известняках приурочены к зоне крупных надвиговых и сбросовых нарушений, секущих мощную нижнемеловую карбонатную толщу. Таким образом, эти два месторождения не могут быть связаны с юрскими интрузиями, а относятся к более поздней эпохе рудообразования, вернее всего — третичной. С другой стороны, нет достаточных оснований отрицать возможность связи части полиметаллических рудопроявлений Абхазии с выходящими здесь же юрскими интрузиями, исходя хотя бы из аналогии с полиметаллическими месторождениями Северного Кавказа, которым теперь приписывается юрский возраст. Также неясен вопрос о возрасте оруденения полиметаллических месторождений Юго-Осетии. Все они залегают в среднеюрской вулканогенной толще, и поблизости от них

нет выходов интрузивных пород, кроме упомянутых выше даек главным образом основного состава.

Наиболее значительное из них и разведанное жильное месторождение Верхняя Квайса характеризуется преобладанием очень светлой маложелезистой цинковой обманки (типа клейофана). К жильным рудопроявлениям низкотемпературного типа относятся известное разрабатываемое Лухумское месторождение реальгара и аурипигмента в Верхней Раче и ряд более мелких месторождений тех же минералов, а также антимонита и киновари в верховьях р. Риона (к северо-западу от города Они) и киновари в Абхазии (в истоках р. Бзыби). За исключением Лухумского месторождения, все они расположены вдоль главного надвига южного склона Кавказа и относятся к уже упомянутому поясу третичных эпитермальных месторождений, пересекающему Главный хребет у Мамисонского перевала.

Особняком в средней части описываемой зоны в долине рр. Риона и Цхенис-Цхали, а также по соседству с полиметаллическими месторождениями Юго-Осетии расположены многочисленные баритовые жилы с ничтожной примесью сульфидов.

Б. МАЛЫЙ КАВКАЗ

Аджаро-Триалетская складчатая зона

Геологическое строение

Эта зона, являющаяся продолжением Понтической зоны Анатолии (Малой Азии) и охватывающая систему горных хребтов Западной Грузии — Аджарского, Имеретинского и Триалетского — на всем своем почти широтном протяжении (около 600 *км*) от Черного моря до района несколько восточнее Тбилиси, отделяется от рионо-куринского структурного комплекса рядом крупных разрывных нарушений типа надвигов с направлением движений с юга на север в западной части и с севера на юг — в восточной, в районе Мцхета и Тбилиси.

Зона почти целиком сложена нижнетретичными толщами с отдельными полосами меловых отложений, представленных главным образом сеноном и туроном в карбонатной фации, в поднятиях вдоль сбросов в средней по простиранию части зоны. На мощной песчано-сланцевой флишевой толще датского яруса, палеоцена и нижнего эоцена без заметного перерыва залегает выходящая на громадном протяжении весьма мощная (до 3 *км*) вулканогенная, андезитовая серия среднего и верхнего эоцена, перекрываемая, в свою очередь, песчано-глинистыми осадками с обильной фауной верхнего эоцена в районе Ахалцихе и в восточной части зоны у Тбилиси. Вся эта мощная (в общем до 6 *км*) вулканогенно-осадочная геосинклинальная толща пород заканчивается местами отложениями олигоцена, а на востоке — и неогена.

Складкообразование в зоне началось, повидимому, еще в верхнем или среднем эоцене, а в конце олигоцена и затем в миоцене и плиоцене зона была поднята и интенсивно дислоцирована с образованием сжатых веерообразных складок и надвиганием их по разрывам на север и на юг. Все надвиги и разрывы пересекают несколько наискось (с юго-востока на северо-запад) широтные осевые линии антиклиналей и хребтов. На юге третичные отложения зоны скрываются под обширными лавовыми покровами Ахалкалакского нагорья.

Интрузии

В описываемой зоне выходы третичных интрузивных пород сосредоточены в западной ее части, в Аджарии и Гурии. Отдельные выходы известны и восточнее на северном склоне Триалетского хребта.

Наиболее значительная интрузия находится в пограничной зоне Аджарии по рч. Мериси, левому притоку р. Аджарис-Цхали. Интрузия сложена бескварцевым и кварцевым сиенито-диоритом и кварцевым монцонитом; местами отмечаются значительные участки, полосы и дайки аплита. Мелкие выходы интрузивов по другим притокам р. Аджарис-Цхали и вдоль побережья Черного моря представлены в общем несколько более основными породами — кварцевыми монцонитами, монцонитами, диоритами, габбро-диоритами.

Кроме того, широко распространены дайки андезита (иногда с цеолитами), базальта и долерита.

Выходы интрузий в Гурии расположены близ северной окраины зоны по рр. Натанеби, Бжуджа и Супса (в районе г. Махарадзе и с. Чохатаури). Породы главной Натанебской интрузии у сс. Вакис-Джвари и Гоми представлены светлыми сиенито-диоритами (в средней части) и более темными монцонитами (по краям), окруженными широким ореолом контактовых роговиков и измененных пиритизированных пород.

В выходе по р. Супсе преобладают сиениты (местами щелочные, с анальцимом) и кварцевые сиениты в верхних частях пластообразной интрузии, в нижней ее части породы переходят в монцониты (Т. Г. Казахашвили и П. А. Топурия, 1940 г.).

Мелкие жильные выходы в этом же районе состоят из анальцимового трахита и тефрита. Мощная дайка у сел. Акети сложена щелочным габбро с санидином (Г. М. Заридзе, 1947 г.).

Дайки сходных субщелочных основных пород (тешенита, камптонита, мончикита) широко распространены в Ахалцихском районе.

Восточнее Боржоми на северном склоне Триалетского хребта в бассейнах правых притоков р. Куры известны выходы только основных габброидных пород. Наибольшие размеры имеет интрузия горы Квиран в верховьях р. Дзамы, сложенная кварцевыми и авгитовыми габбро и вызывающая скарнирование вмещающих ее верхнемеловых известняков. Дайки габбро (часто содержащего анортоклаз и цеолиты), диоритового порфирита и диабаза наблюдаются как по соседству с этой интрузией (пересекая и ее), так и восточнее вдоль хребта.

До недавнего времени все аджарские, гурийские и триалетские интрузии на основании некоторого родственного их сходства (повышенная щелочность) объединялись в один магматический комплекс, которому приписывался миоценовый (частично даже плиоценовый) возраст в связи с наиболее интенсивными позднеальпийскими орогеническими движениями.

Работами грузинских геологов (Г. С. Дзоценидзе, 1948 г.; Канделаки и Г. М. Заридзе, 1947 г.) за последние годы доказан более древний возраст этих интрузий. Установлено, что сиенито-диоритовые и монцонитовые интрузии имеют среднеэоценовый возраст (гальки их в базальном конгломерате верхнего эоцена), дайки анальцимовых трахитов и тефритов должны быть отнесены к верхнему эоцену и лишь щелочные сиениты р. Супса и некоторые основные интрузии Триалетского хребта связываются с предолигоценовой (пиренейской) орогенической фазой.

Рудные образования

Проявления эндогенного оруденения связаны в основном с сиенито-диоритовыми интрузиями южной части Аджарии. Здесь, к югу от р. Аджарис-Цхали, на склонах пограничного Шавшетского хребта, в районе сел. Мериси находится ряд главным образом жильных медных и полиметаллических месторождений, наиболее значительным из которых является разведанное медное месторождение по речкам Канлы-Кая и Оболо. Вокруг него располагается несколько групп рудоносных квар-

цевых жил с преобладанием в одних халькопирита и пирита, в других — сфалерита и галенита.

Восточнее, у сел. Учамбо, известны проявления непромышленного, ввиду низкого содержания, медного оруденения прожилково-вкрапленного типа в измененных пиритизированных андезитах и их туфах, которые развиты на еще большей площади далее к юго-востоку в районе сел. Цаблана, где в них изредка наблюдался молибденит. Незначительные проявления молибденита установлены в аплитовой жиле у сел. Намонастреви.

С гурийскими сиенито-диоритовыми интрузиями тоже связаны слабые проявления медно-пиритового и полиметаллического оруденения в контактовой зоне главного Натанебского выхода.

Большую известность здесь приобрели пегматитовые жилы у сел. Вакис-Джвари, состоящие из преобладающей крупнокристаллической роговой обманки и содержащие скопления магнетита и апатита, со сфеном, гранатом и др.

В скарновых породах контактовой зоны габбровой интрузии горы Квиран находится Дзамское месторождение магнетита, признанное в результате его изучения и небольшой разведки непромышленным.

Сомхетско-Кировабадская пологоскладчатая зона

Геологическое строение

Расположенная южнее предыдущей, эта зона занимает обширную полосу Закавказья, заключенную между Триалетским хребтом и р. Курой (ниже Тбилиси) с северной стороны и хребтами Малого Кавказа в области оз. Севан с южной стороны, где зона ограничивается системой крупных надвигов (Гокчинских и их продолжений к северо-западу и юго-востоку).

В сложении зоны принимают участие главным образом мезозойские толщи от нижней юры до верхнего сенона и в значительно меньшей степени третичные (на юго-западе, западе и местами на северо-востоке).

Породы древнего кристаллического фундамента образуют в западной части зоны два значительных выхода (Храмский и Локский массивы), сложенных древними гранитами и отчасти метаморфическими сланцами, и несколько совсем мелких выходов восточнее.

Толщи нижней и средней юры представлены в основном вулканогенными породами (порфиритовыми и отчасти кварцево-порфиритовыми), занимающими при мощности до 3 *км* наибольшие площади в северо-западной и юго-восточной частях зоны.

Известны песчано-глинистые отложения верхнего лейаса, верхнего байоса и бата. Верхняя юра выражена как в преобладающей вулканогенной, так и в осадочной карбонатной фациях (в Кировабадском районе и в районе г. Шуши).

Из меловых отложений преобладают породы верхнего мела, представленные вулканогенной толщей нижнего турона, известняками и мергелями сеномана, верхнего турона и всех ярусов сенона. Последние распространены полосой вдоль северных предгорий Малого Кавказа.

Среднеэоценовые вулканогенные породы широко развиты на северо-западе, перекрывая с юга непосредственно юрскую порфиритовую толщу.

На западе мезозойские породы скрываются под мощным покровом олигоценовых базальтов и андезитов Ахалкалакского нагорья, среди которых имеются и четвертичные базальты, спускающиеся узкими потоками к востоку по долинам рек.

Судя по громадной мощности мезозойских, особенно юрских, отложений, эта зона с начала юры представляла собой геосинклинальную область накопления, сменявшегося поднятиями в нижнем мелу и начи-

ная с конца эоцена, когда в период третичных тектонических движений сформировалась современная складчатая структура.

В целом зону можно рассматривать как широкий антиклинорий, состоящий из кулисообразно сменяющих друг друга примерно параллельных пологих складок северо-западного и почти широтного простирания.

Складчатость осложнена местами крупными продольными разрывами и менее значительными поперечными.

По северной окраине зоны в меловых и третичных отложениях наблюдаются второстепенные складки северо-восточного, почти поперечного к основному, направления.

Интрузии

Древнейшими интрузивными породами в описываемой зоне являются гранитоиды Храмского и Локского (Джандарского) массивов, среди которых, по аналогии с Дзирульским массивом и Главным Кавказским хребтом, различают докембрийские (?) «серые» граниты и кварцевые диориты и нижне- или среднепалеозойские розовые или красные лейкократовые граниты. Пегматитовые и аплитовые жилы довольно обильны в Храмском массиве и редки в Локском, зато в последнем встречаются значительные участки очень крупнозернистого пегматоидного гранита.

Заведомо мезозойские интрузии имеются только в юго-восточной части зоны. Они делятся на две группы: более ранние и более основные среднеюрские и более поздние нижнемеловые или верхнеюрские (?) гранодиоритовые интрузии. К первой группе относятся мелкие выходы диоритов и габбро-диоритов, изредка сиенито-диоритов, вдоль Карабахского хребта и в бассейне р. Тертер, секущие среднеюрскую порфиритовую толщу; гальки их встречаются уже в прослоях осадочных пород в верхах средней юры (А. Н. Соловкин, 1940 г.).

Нижнемеловые или верхнеюрские (?) интрузии представлены одним большим массивом гранодиоритов и кварцевых диоритов с краевыми порфировыми разностями этих пород в районе селений Гюльятаг и Мехмана (к северо-западу от гор Агдама). Интрузия сечет породы средней юры и перекрывается трансгрессивно сенонскими известняками, но гальки метаморфизованных ею пород встречаются уже в нижнемеловом (верхний альб) конгломерате.

Предположительно юрскими же считаются диориты и жильные основные породы, развитые по краям древнего Храмского массива в Грузии и секущие его, а также дайки гранит-порфиров в этом же районе, гальки которых встречены в верхнемеловых конгломератах.

По вопросу о геологическом возрасте всех остальных многочисленных гранитоидных интрузий описываемой зоны мнения изучавших их геологов расходятся: одни (К. Н. Паффенгольц, 1948 г.; автор, 1935 и 1941 гг.) считают их верхнеэоценовыми, другие (В. Н. Котляр, 1940, 1944 гг.), принимая этот же возраст для Алавердской группы интрузий, склонны связывать внедрение отдельных, более восточных, с предэоценовой (ларамийской) фазой складкообразования; третьи (А. Н. Соловкин, 1940 г.) считают их верхнемеловыми, относя к этому возрасту и указанную выше Мехманинскую интрузию; четвертые (И. Г. Магакьян, 1948 г., В. П. Ренгартен, А. Т. Асланян) принимают для них, кроме алавердских, во всяком случае доверхнемеловой возраст на основании нахождения гальки сходных пород в сеноманском конгломерате.

Большинство этих интрузий прорывает только толщи юрских пород, до верхней юры включительно. Наиболее северная из этих интрузий, Шамхорская, прорывает, согласно К. Н. Паффенгольцу (1948), туронскую вулканогенную толщу и покрывается островком неогеновых пород (сармат).

Алавердская интрузия в своем западном конце прорывает и контактово метаморфизует нуммулитовые известняки среднего эоцена на горе Ляльвар (В. Г. Грушевой, 1935, 1941 гг.; О. С. Степанян, М. В. Гзовский и Сопко, 1947 г.). На основании последнего факта, а также установленного послетуронского возраста удаленной Шамхорской интрузии и, наконец, расположения всех интрузий в одной складчатой зоне, сформировавшейся в один из периодов наиболее интенсивных альпийских тектонических движений в данной области (в верхнем эоцене), автор и считает вероятным верхнеэоценовый возраст этого интрузивного комплекса. Однако не исключена возможность того, что не все интрузии являются одновозрастными, примеры чего имеются и в других зонах и районах Кавказа.

Одним из доводов в пользу разновозрастности этих интрузий, на который опираются отдельные авторы (В. Н. Котляр, 1947 г.), служат различия в их составе: многие из них сложены почти исключительно кварцевыми диоритами, а отчасти и более основными породами, в других сильно преобладают граниты и гранодиориты. Первые объединяются некоторыми геологами в более ранний комплекс, вторые считаются более молодыми. Во всяком случае, очень важный для обобщений в области металлогении вопрос о возрастном расчленении этих интрузий требует дополнительных детальных исследований.

Описываемые нижнетретичные (?) интрузии образуют несколько групп (с северо-запада на юго-восток): Алавердскую (с Кохпской интрузией), Таузскую или Шамшадинскую, Шамхорско-Кедабекскую, Дашкесанскую и недавно установленную А. Н. Соловкиным между рр. Кюрак-Чай и Тертер.

Большинство интрузий приурочено, как обычно, к зонам антиклинальных поднятий, располагаясь то по осям антиклиналей (как, например, Кедабекская, одна из Таузских, Шамхорская и многие мелкие интрузии), то на крыльях их (Кохпский массив, главный Таузский, Бердский), но некоторые расположены в синклинальных прогибах (Дашкесанская, главная Алавердская или Бануша-Чайская, согласно В. П. Бархатовой). В расположении мелких обычно порфировых интрузий, образующих местами пластообразные залежи (силлы), отчетливо видно влияние разрывных нарушений, а также поверхностей раздела между различными толщами пород и их напластования.

Размеры интрузий колеблются в широких пределах — от крупных массивов с площадью в десятки квадратных километров до мелких выходов, представляющих часто, повидимому, сателлиты или мало обнаженные куполы более крупных интрузивных тел, а также даек и маломощных залежей.

Формы и условия залегания интрузий тоже разнообразны, но вряд ли хоть одна из них может быть отнесена к типу секущих и уходящих на большую глубину батолитов. Все интрузии обладают признаками гипабиссальных образований.

В группе Алавердских интрузий наиболее крупным является Шнох-Кохпский массив с обнаженной поверхностью свыше 80 *км*², представляющий мощное, полого наклоненное к северо-востоку пластообразное тело, залегающее в северном крыле широкой антиклинальной складки среди вулканических пород средней юры. Массив сложен почти нацело кварцевым роговообманковым диоритом с небольшим участием гранодиорита; жильная серия пород развита слабо. Крупная (до 60 *км*²) Бануша-Чайская интрузия, с примыкающей к ней с востока Чочканской, представляет собою вытянутое в широтном направлении, сложной конфигурации ветвящееся тело, секущее средне- и верхнеюрскую порфиритовую и осадочную толщу, а в южном ответвлении, на горе Ляльвар, и среднеэоценовые нуммулитовые известковистые песчаники. Интрузия состоит из гранодиоритов и гранитов, переходящих местами по краям в диориты

и габбро-диориты, а в южном ответвлении и в кислые порфировые разности.

Кроме этих главных интрузивных массивов, в районе на большой площади имеется много небольших, а подчас и совсем мелких выходов интрузий преобладающего гранодиоритового состава, секущих не только среднюю юру, но и верхнемеловую (на севере) и среднеэоценовую (на юге) осадочно-вулканогенные толщи. На площадях медных месторождений района, а местами и вне их широко развиты пластообразные залежи и дайки плагиогранит-порфиров, кварцевых порфиров и альбитофиров, генетически связанных с гранитоидными интрузиями.

Таузская группа интрузий состоит из двух значительных массивов по р. Тауз-Чай южнее сел. Берд и по рч. Ахинджа-Чай и ряда мелких выходов, расположенных южнее. Интрузии прорывают породы средней юры, а по И. Н. Ситковскому и отложения сеномана и турона, и, согласно тому же автору и М. В. Гзовскому, представляют штокообразные и лакколитообразные тела, приуроченные к сводовым частям антиклиналей. Интрузии эти мало изучены, но по имеющимся данным имеют гипабиссальный характер. Главный массив по р. Тауз-Чай сложен кварцевым диоритом, лейкократовым диорит-аплитом и гранодиорит-порфирами; последние две породы приурочены к краевым фациям. Интрузия по рч. Ахинджа-Чай представлена гранофировым гранитом и гранит-аплитом.

Хорошо изученная Шамхорско-Кедабекская группа интрузий состоит из трех значительных массивов (Кедабекского, Славянского и Шамхорского) площадью от 30 до 60 $км^2$, трех менее крупных и до 20 мелких. Все интрузии приурочены к широкой зоне антиклинального поднятия.

Как указывалось, северные интрузии — Шамхорская и две мелкие — пересекают туронскую толщу, остальные залегают в юрских породах.

Кедабекская интрузия с крутыми контактами и благодаря вероятной связи на глубине с соседними интрузиями, по И. Н. Ситковскому, может быть отнесена к батолитовому типу; Чардахлинская интрузия представляет собой лакколитообразное тело, остальные считаются штоками. Многие интрузии сопровождаются ореолами контактового и гидротермального изменения вмещающих пород, особенно развитыми в участках не снесенной еще эрозией кровли интрузий.

Преобладающими породами в большинстве интрузий являются кварцевые диориты (в Кедабекской) и гранодиориты (в более северных); крупная Славянская интрузия сложена почти нацело гранитом с участками кварцевого диорита. В краевых частях интрузий встречаются диориты, габбро-диориты и изредка габбро.

Некоторые авторы (В. Н. Котляр, 1947 г.) относят кварцевые диориты с более основными породами к ранней фазе интрузивного комплекса, а граниты — к поздней.

Дашкесанская группа состоит из двух сближенных значительных интрузий — Дашкесанской и Зурнабадской, вытянутых вдоль широтной синклинали, и ряда мелких. Первая интрузия прорывает туфо-порфиритовую толщу средней и верхней юры и верхнеюрские известняки, вторая сечет также породы сеномана и турона.

Состав интрузий выражен гранодиоритом (преобладает) и более основными породами вплоть до габбро, представляющими, повидимому, более раннюю фазу.

Открытые недавно А. И. Соловкиным (1948 г.) интрузии в бассейне рр. Кюрак-Чай и Тертер представляют собой небольшие выходы диорита, габбро-диорита, кварцевого диорита и сиенито-диорита в среднеюрской порфиритовой толще.

В Сомхетско-Кировабадской зоне находится большинство рудных месторождений Малого Кавказа, в том числе бо́льшая часть промышленных и разрабатываемых или подвергавшихся разработке в прошлом медных, железорудных, серноколчеданных, баритовых и других месторождений. Почти все это разнообразное по составу оруденение связывается с наиболее распространенными верхнеэоценовыми (?) интрузиями, образуя несколько рудоносных районов (или рудных областей, по В. Н. Котляру) вокруг описанных групп выходов интрузивных пород.

Древние интрузии (Храмскую и Чатахскую) можно считать безрудными. Совершенно незначительна и рудоносность, которую можно связывать со среднеюрскими интрузиями Карабахского хребта.

С меловой Мехманинской интрузией в Нагорном Карабахе связано более интенсивное оруденение, представленное жильным свинцово-цинковым месторождением Мехмана, Тромбонским магнетито-медным месторождением (оба разведывались, но оказались небольшими) и непромышленными медными жильными и вкрапленными рудами участка Гюльятаг-Джаньятаг в пиритизированных породах контактового ореола интрузии.

Районы развития третичного оруденения кратко рассмотрим в направлении с юго-востока на северо-запад. Главным месторождением Дашкесанского рудоносного района является Дашкесанское железорудное, расположенное у северного контакта интрузии с верхнеюрскими известняками и представляющее собою пластообразные залежи магнетита в основании мощного пласта скарна, залегающего в контакте известняков с порфиритами. Магнетитово-скарновая залежь и покрывающие ее породы рассечены разрывами, по которым внедрялись дайки диабазовых порфиритов; вдоль этих разрывов и даек в магнетитовой руде и скарнах отложены сульфиды железа, меди и кобальта (цинка, свинца, мышьяка и молибдена) позднейшей стадии минерализации. Несколько севернее находится Дашкесанское мышьяково-кобальтовое месторождение, представленное линзами и гнездами, жилообразными зонами, прожилками и вкрапленностью кобальтина, других сульфидов, гематита и магнетита в ороговикованных туффитах и в дайках диабазовых и габбровых порфиритов. В образовании обоих, тесно связанных друг с другом месторождений выделяют несколько стадий минерализации: от контактово-метасоматической (отложение магнетита), до низкотемпературной безрудной кальцитовой. Кобальтовое месторождение разрабатывается, а железорудное подготовлено для крупной эксплоатации в связи с постройкой Закавказского металлургического завода.

К юго-востоку от Дашкесана и в 3—3,5 *км* от ближайших выходов интрузии расположено эксплоатируемое Чирагидзорское пиритовое месторождение с соседним Таганалинским (разведывается). Месторождения находятся в окварцованном эффузивном кварцевом порфире, перекрытом среднеюрской порфиритовой толщей и разбитом северо-восточными сбросами. Рудные штоки расположены вдоль двух крупных северо-восточных разломов под покровной толщей порфиритов. Кроме главной массы пирита, слагающего штоки, отмечены проявления медно-полиметаллического оруденения.

В 6 *км* к северо-западу от Дашкесана находится крупнейшее в СССР Загликское месторождение алунита в виде пологопадающей мощной пластообразной залежи, подчиненной туфовым породам верхнеюрской порфиритовой толщи, подстилаемой известняками верхней юры (лузитана). Алунитизация пород объяснялась воздействием гидротермальных сернокислых растворов, подымавшихся вдоль надвига, других трещин и плоскостей напластования от необнаженной здесь интрузии, но по новым данным связана скорее с эффузивами (М. В. Дубовская).

В соседнем к северо-западу Шамхорско-Кедабекском рудном районе главным рудным объектом является ныне выработанное Кедабекское медное месторождение. Подобно тому как в Чиратидзоре, рудные штоки Кедабека подчинены толще вторичных кварцитов, образовавшихся за счет кварцевого порфира, перекрытого туфовыми породами порфиритового состава, в зоне контакта кварцево-диоритовой интрузии. В локализации оруденения, кроме экранирующего влияния покровной туффитовой толщи, играли роль разломы северо-восточного простирания и особенно узлы их сопряжения с северо-западными разломами. Руды месторождения состоят существенно из пирита и халькопирита с незначительной примесью сфалерита и более редких блеклой руды, галенита, арсенопирита, пирротина и гематита. Из жильных минералов распространен барит. Месторождение относится к группе мезотермальных, но присутствие пирротина и арсенопирита в ассоциации с пиритом указывает на довольно высокие температуры в первую (пиритовую) стадию минерализации. Отмечена золотоносность руд. По минералогическому составу интересно небольшое Битти-Булахское месторождение, связанное, повидимому, с Славянской гранитовой интрузией и представленное рудной залежью в туфах и порфиритах, подстилающих кварцевые порфиры. Руда его представлена пиритом, халькопиритом и энаргитом с примесью фаматинита, сфалерита и галенита; широко развит барит.

Для всего района характерно широкое распространение баритовых жил, образующих у сел. Човдар значительное месторождение. Другой особенностью района является наличие кварцево-турмалиновых жил и грейзенов в контактовых зонах интрузий.

В следующем Таузском (Шамшадинском) рудоносном районе известно большое количество медно-пиритовых и полиметаллических рудопроявлений (особенно в верховьях р. Гассан-Су), приуроченных к зонам интенсивного гидротермального изменения пород туфо-порфиритовой юрской толщи вдоль разрывных нарушений и в контактовых ореолах интрузий. Значительных месторождений здесь пока нет, но эта область являлась до последнего времени наименее изученной в Сомхетско-Кировабадской зоне.

Далее к северо-западу, в бассейне р. Дебеды, расположен известный промышленный Алавердский рудоносный район, охватывающий выделяемые В. Н. Котляром (1947 г.) Алавердско-Шамлугскую, Кульп (Кохп)-Иджеванскую рудные области и северную часть Безобдальско-Геджалинской области. В восточной части этого обширного района, между рр. Акстафа и Дебеда, известны лишь небольшие рудопроявления железа, меди, андалузита и марганца (последние считаются большинством геологов супергенными).

Большая часть этих рудопроявлений сосредоточена вокруг крупной Кохпской интрузии кварцевого диорита, обнаруживая в своем расположении по отношению к ней некоторую зональность. Железорудные проявления контактово-метасоматического типа (магнетит, гематит с эпидотом и др.) приурочены к скарновым породам в экзоконтактовой зоне интрузии; в краевой части ее залегают и кварцево-гематитовые жилы. В магнетитовых рудах отмечено содержание кобальта (до 0,1%). В зоне контакта находятся и вторичные кварциты с андалузитом; в небольшом удалении от интрузии (у сел. Кохп и далее к юго-востоку) расположены медные рудопроявления и кварцево-баритовые жилы.

Главные медные месторождения района — выработанное Алавердское и разрабатываемое Шамлугское, а также полиметаллическое Ахтальское — расположены в сходных геологических условиях в некотором удалении (к югу) от Алавердской (Бануша-Чайской) и Човканской гранодиоритовых интрузий, сопровождаемых широко развитыми около самых месторождений в виде силлов и реже даек кислыми порфи-

ровыми породами, а также дайками основных пород (частью несомненно более древних).

Первые два месторождения приурочены к зонам разрывных нарушений в антиклинальных поднятиях среднеюрской вулканогенной толщи, перекрытой песчаниками батского яруса, причем, по данным последнего изучения, оруденение не только в Шамлуге (что было известно и раньше), но и в Алаверди подчинено определенному горизонту кварцевых альбитофиров (кератофиров) и их туфов, подвергшихся сильному гидротермальному изменению. В Ахтале оруденение заключено в измененном гидротермами кварцевом порфире под толщей налегающих на него порфиритовых пород. Руды залегают в виде пологопадающих крупных и мелких залежей и штоков и реже в виде жил. Месторождения относятся к типу колчеданных залежей, похожих на уральские, с преобладанием в рудах пирита и халькопирита и подчиненным содержанием сфалерита и галенита (последние два преобладают только в Ахтале), борнита и блеклой руды.

Характерно для первых двух месторождений обилие гипогенного гипса (местами и ангидрита), а для Ахтальского — барита и широкое развитие колломорфных структур в рудах; и то и другое свидетельствует о низкой температуре рудообразования, по крайней мере в последних его стадиях, и о небольшой глубине формирования месторождений. В алавердских рудах было отмечено присутствие флюорита (очень редко). К югу и юго-западу от Алавердской группы месторождений по левобережью р. Дебеды, в горном массиве Ляльвар-Леджан, и по правобережью той же реки до условного продолжения к северо-западу Гокчинского надвига, ограничивающего с юга всю описываемую Сомхетско-Кировабадскую зону, известно много небольших месторождений и рудопроявлений (главным образом медных жильных), залегающих в развитой здесь среднеэоценовой осадочно-вулканогенной толще.

Для западной части района характерны гематито-медные рудопроявления, расположенные то вблизи, то в большом удалении от небольших выходов гранитоидных интрузий. Более значительными являются разведывавшиеся соседние друг с другом медные месторождения Спасакар и Дзагидзор на правом берегу р. Дебеды, первое типа прожилково-вкрапленных руд, второе — жильное, в гидротермально-измененных породах приконтактовой зоны небольшой гранодиоритовой интрузии. Своеобразным составом руд отличается небольшое жильное месторождение Менцдзор на горе Леджан. Руды его состоят из преобладающего пирита и теннантита с кварцем, турмалином, энаргитом, халькопиритом и пирротином и в качестве более редких компонентов — станнином и касситеритом. Это единственное известное до сих пор в Закавказье месторождение сложных оловянно-мышьяково-медных руд.

В обеих частях района известны и свинцово-цинковые рудопроявления. В одном из медно-пиритовых мелких месторождений (Агви) отмечен молибденит, вообще не характерный для оруденения Сомхетско-Кировабадской зоны (отмечался еще в Дашкесане и в Кохпском кварцево-диоритовом массиве).

Последним на северо-западе рудным районом описываемой тектоно-магматической зоны является Храмско-Чатахский район.

Рудопроявления этого района подчинены отчасти юрским породам, но главным образом широко распространенной здесь верхнемеловой (туронской) вулканогенной толще, что не позволяет связывать их генезис с юрскими (?) гранитоидными интрузиями, известными по периферии древнего Храмского гранитного массива. Повидимому, все эти рудопроявления надо тоже относить к третичной (верхнеэоценовой) металлогенической эпохе. Проявлениями третичного магматизма здесь служат многочисленные дайки порфировых пород (дацитов и др.). Рудопроявления района представлены железорудными (гематитовыми) небольшими

залежами и жилами Чатахской группы месторождений, кварцево-медными жилами и прожилково-вкрапленными рудами левобережья р. Храми (Цихнаро и др.) и наиболее интересными из всех полиметаллическими (пирито-свинцово-цинковыми) месторождениями Маднеульским и Дамблудским в Болнисском районе Грузии.

В Маднеульском месторождении зона полиметаллического оруденения тесно связана с пластообразной залежью барита в туффитах, а рядом находится другое тоже пластообразное (метасоматическое) баритовое месторождение с своеобразной ассоциацией барита с железо-марганцевой рудой. Последние два месторождения находятся в разведке. Многочисленные мелкие месторождения марганцевых руд в известняках в окрестностях Белого Ключа одними геологами считаются осадочными, другими — гидротермальными.

Складчатая зона Армении и Нахичеванская складчатая зона

Геологическое строение

Первая дугообразно изогнутая к северу структурная зона охватывает большую часть южного Закавказья, протягиваясь от районов Ленинакана и горы Алагез на западе через районы Памбакского хребта, оз. Севан, Даралагеза, Сисиана и Зангезура до границы с Ираном по Араксу, и отличается большим разнообразием геологического строения в отдельных своих частях.

Для крайней северо-западной части зоны — района Безобдальского и Памбакского хребтов — характерно непосредственное налегание собранных в складки вулканогенных и осадочных отложений верхнего мела (сеноман—турон—сенон) и палеогена (средний эоцен—олигоцен) непосредственно на породы древнего кристаллического фундамента, выходящие в ядрах антиклинальных поднятий; юра здесь отсутствует. Вдоль оз. Севан (с севера) и далее к юго-востоку вдоль Карабахского хребта тянется полоса, сложенная почти целиком отложениями верхнего мела (турон—сенон) и эоцена в вулканогенной и карбонатной фациях, собранными в сжатые опрокинутые к юго-западу складки и пододвинутыми, согласно К. Н. Паффенгольцу (1948 г.), под нижне- и среднеюрскую толщу Сомхетско-Кировабадской зоны по системе крупнейших разрывных нарушений, объединяемых под названием Гокчинского (Севанского) надвига. Лишь местами на юго-востоке в ядрах антиклиналей выходят порфиритовая толща средней юры и известняки верхней юры и нижнего мела.

Формирование главной складчатости и ряда надвиговых нарушений относится ко времени на границе эоцена и олигоцена (пиренейская тектоническая фаза).

Огромная площадь от границы с Турцией на западе и Еревана на юге до оз. Севан и далее к юго-востоку до долины р. Базар-Чай занята лавами (преобладают базальты) и туфовыми породами олигоцена (по К. Н. Паффенгольцу) и четвертичными, скрывающими все более ранние отложения.

В южной и юго-восточной части всей зоны Армении выделяют (В. Н. Котляр, 1947 г.) две области: Южно-Армянскую область палеогена и верхнего мела (большая часть Даралагеза — верхние части бассейнов рр. Восточный Арпа-Чай и Нахичеван-Чай и на юго-востоке бассейна рр. Базар-Чай и Акеры) и охватываемую ею Зангезурскую область развития юры и палеозоя.

Для Южно-Армянской области характерно преобладание мощных умеренно и слабо дислоцированных вулканогенных толщ эоцена и олигоцена; на юге эоцен представлен в туфогенно-осадочной песчано-глинистой фации.

Известняки, мергели и туфогенные породы верхнего мела распространены на юге и крайнем юго-востоке области.

На востоке, в Сисианском и Горисском районах Армении, широко развита спокойно залегающая вулканогенная толща предположительно миоценового и частью плиоценового возраста.

Складчатость в этой области преимущественно брахиантиклинальная и пологая, лишь по краям на севере и на юге наблюдаются более длинные и крутые складки. Крупные продольные разрывы отграничивают область от соседней с юго-запада Нахичеванской зоны.

В крайней юго-восточной Зангезурской области, благодаря крупному антиклинальному поднятию, погружающемуся на северо-северо-запад, на большой площади обнажается вулканогенная толща средней и нижней юры, перекрываемая верхнеюрскими и нижнемеловыми известняками. В западной, наиболее поднятой части области юрская толща сменяется полосой палеозойских отложений (нижний (?) и верхний девон), состоящих из метаморфизованных глинистых сланцев, известняков, песчаников, кварцитов, конгломератов и вулканогенных пород (С. С. Мкртчян, 1944 г.). Еще западнее большая площадь занята третичной гранитоидной интрузией.

Для Зангезурской области характерна интенсивная дислоцированность всех отложений, выраженная как широкими складками северо-северо-западного простирания, так и продольными разрывами громадной амплитуды, по которым девонские отложения подняты до одного уровня с юрскими и меловыми, а с запада и с эоценовыми толщами.

Последняя на юге зона Малого Кавказа (Нахичеванская), охватываемая с севера предыдущей зоной Армении, представляет, по К. Н. Паффенгольцу, северную периферию складчатой зоны таврид Турции и Ирана.

Для нее характерно развитие мощной согласно залегающей толщи палеозоя (девон, часть карбона, пермь) и триаса, собранной в широкие складки и перекрываемой на юго-востоке эоценом и олигоценом в морских прибрежных фациях. Складки нарушены более редкими разрывными нарушениями и с меньшими амплитудами перемещений, чем в других зонах Малого Кавказа. Кроме ряда мелких кислых интрузий, значительная площадь в северо-западной части зоны занята приповерхностной основной интрузией долеритовых базальтов.

Интрузии

В северо-западной части зоны Армении (в юго-западной части Безобдальско-Памбакской области) среди метаморфических пород докембрия — кембрия, на Мисханском хребте и в Арзакендском районе известны значительные выходы древних интрузивных пород, разделяемых, несмотря на недостаточно детальную их изученность, на несколько возрастных комплексов (подобно тому, как на Большом Кавказе).

Древнейшими являются ортогнейсы и амфиболиты, относимые к докембрию. Наибольшим распространением пользуются гранито-гнейсы, гнейсовидные граниты и кварцевые диориты Арзакендского района, сходные с серыми гранитами (кварцевыми диоритами) Дзирульского и Храмского массивов, по аналогии с которыми время внедрения их относится к границе докембрия и кембрия.

Повидимому, близки к ним по возрасту кварцевые диориты (с диоритами и габбро-диоритами в краевых частях) Агвиранской интрузии (В. Н. Котляр, 1947 г.). Более молодыми являются изредка встречаемые в районе габбро и апоперидотиты, а на Мисханском хребте в древних сланцевых толщах широко развиты светлые плагиограниты, прорывающие агвиранские кварцевые диориты. Гальки этих основных пород и плагиогранитов встречаются в базальном конгломерате турона, а среди мезо-

зойских интрузий подобные породы отсутствуют. На этих основаниях, а также параллелизуя плагиограниты с красными гранитами Дзирульского и Храмского массивов и с лейкократовыми гранитами и плагиогранитами Локского массива, В. Н. Котляр (1947 г.) считает возраст их во всяком случае послекембрийским и вероятнее всего среднепалеозойским.

К числу древнейших докембрийских интрузий в зоне Армении некоторые авторы относят также диоритовые гнейсы в метаморфической сланцевой толще на р. Аракс, у южного края Мегринского гранитоидного массива.

Мезозойские интрузии во всей описываемой зоне до сих пор не известны.

Третичные интрузии относятся к двум возрастным комплексам — верхнеэоценовому и нижне (?)-миоценовому, территориально между собой разобщенным (В. Г. Грушевой, 1941 г.; В. Н. Котляр, 1940 и 1941 гг.).

Наиболее ранними членами верхнеэоценового комплекса являются ультраосновные и основные интрузии Гокчинского (Севанского) офиолитового пояса, тянущегося (с перерывом в районе Дилижана) на сотни километров по всей северной окраине складчатой зоны Армении от границы с Турцией до долины р. Аракс, вдоль Гокчинского надвига и его северо-западного и юго-восточного продолжений. Интрузии эти образуют около 50 отдельных выходов, размерами от сотен квадратных метров до 60 *км*², обычно вытянутых по простиранию вмещающих пород и приуроченных часто к осям второстепенных антиклиналей и к линиям продольных разрывов. Интрузии прорывают толщи турона и среднего эоцена и перекрываются олигоценом, что заставляет связывать время их внедрения с наиболее интенсивной предолигоценовой (пиренейской) фазой тектонических движений на Малом Кавказе.

По составу интрузии этого пояса представлены ультраосновными и основными породами: различными перидотитами (вплоть до дунитов), пироксенитами, оливиновым габбро, габбро, габбро-диоритами и изредка анортозитами. Однако имеется достаточно оснований относить к этому же комплексу, в качестве более поздних его членов, и породы состава от диорита до сиенито-диорита и гранодиорита, образующие ряд мелких и одну крупную (Лачинскую в бассейне р. Акеры) интрузию в пределах того же пояса.

Очень полно развитие магматической деятельности выражено в сложном по разнообразию пород верхнеэоценовом же интрузивном комплексе Памбакского и соседних хребтов в Безобдальско-Памбакской области (см. выше).

Интрузии находятся в сильно дислоцированной складчатой зоне, нарушенной продольными разрывами, северные из которых, повидимому, являются продолжением к северо-западу Гокчинского надвига. Отдельные интрузии приурочены то к антиклинальным, то к синклинальным перегибам складок, то к крупным разрывам северо- западного или широтного простирания. Интрузии прорывают вулканогенные толщи эоцена и перекрываются такой же толщей олигоцена.

На основании детального изучения этих интрузий В. Н. Котляром (1940, 1941 гг.) первыми по времени внедрения считаются небольшие интрузии разнообразных по виду габбро (Воскресенская и Ягублинская), которые можно принимать за прямое продолжение интрузивов Гокчинского офиолитового пояса. В краевых частях их встречаются и пироксениты. Крупные северные интрузии (Халабская и Геджалинская), имеющие форму мощных пластообразных тел, сложены кварцевыми диоритами, гранодиоритами, монцонитами (вплоть до габбро). Встречаются среди них и граниты, возможно несколько более поздние.

Примерно такой же состав, но с сильным преобладанием кварцевых диоритов, имеет крупная южная интрузия (Маманская). Многочисленные

более мелкие интрузии и одна крупная в западной части Памбакского хребта состоят из более основных пород (диоритов, габбро-диоритов) и имеют гипабиссальный характер.

Все эти породы среднего состава от гранодиоритов до монцонитов и габбро-диоритов относятся, по В. Н. Котляру, ко второму этапу (фазе) внедрения интрузий (после габброидов).

Вслед за ними образовались небольшие интрузии порфировидных гранитов на северном склоне Памбакского хребта.

Последней по времени внедрения является группа щелочных сиенитов, нефелиновых и псеводолейцитовых сиенитов (Тежахметский массив в Памбакском хребте), образующих округлую интрузию, предположительно конической формы. Эти щелочные интрузии тесно локально и, очевидно, генетически связаны с прорываемыми ими дайками и эффузиями эпилейцитовых порфиров и их туфов. Щелочные интрузии сопровождаются группой жильных пород, обычно более основного состава. Таким образом, в памбакском комплексе мы имеем полную серию последовательно внедрявшихся пород от габбро (и пироксенитов) до кислых и щелочных интрузивов (и щелочных эффузивов).

На большом пространстве юго-восточной части складчатой зоны Армении (в описанных выше Южно-Армянской и Зангезурской геотектонических областях) обнажаются интрузии более молодого н и ж н е(?)-м и о ц е н о в о г о к о м п л е к с а. Эти интрузии прорывают вулканогенные толщи не только среднего и верхнего эоцена, но и олигоцена, а гальки их встречены в основании диатомитовой толщи Сисианского района, относимой К. Н. Паффенгольцем к миоцену. Кроме того, на эродированных интрузиях залегают озерные песчано-глинистые мио-плиоценовые отложения. Внедрение этих интрузий связано, таким образом, со складчатыми тектоническими движениями на границе олигоцена и миоцена. Крупнейшей интрузией этого комплекса (и крупнейшей из мезокайнозойских интрузий вообще на Кавказе) является расположенный у границы с Ираном Конгуро-Алангезский (или Ордубадско-Мегринский) гранитоидный массив площадью около 800 *км*^{2} с рядом примыкающих к нему с севера и несомненно составляющих с ним одно целое более мелких интрузий.

Массив этот расположен в зоне антиклинального поднятия с крупными разрывами, по которым выдвинута из глубин полоса палеозойских пород, прорванных этими интрузиями.

На основании изучения этого сложного интрузивного массива (правда, еще далеко не достаточного) разнообразные слагающие его породы могут быть подразделены на несколько групп, относящихся к разновременным этапам (фазам) внедрения в пределах одного интрузивного цикла, в общем в той же последовательности — от основных пород к кислым и щелочным, — как и в описанном памбакском комплексе. К первому этапу некоторые геологи относят небольшие интрузии габбро, габбро-диоритов и диоритов в восточной краевой и местами в центральной части массива.

Второй этап интрузии представлен наиболее широко распространенными монцонитами, кварцевыми монцонитами, сиенито-диоритами, гранодиоритами (местами вплоть до гранитов), занимающими наибольшие площади в восточной половине массива и развитыми, по Ш. А. Азизбекову и Р. Н. Абдуллаеву (1947 г.), также в западной его части (на западном склоне Конгуро-Алангезского хребта). Этими же среднего состава породами сложены главным образом и соседние более мелкие выходы интрузий к северу и северо-востоку от главного массива. К третьему этапу относятся порфировидные, отчасти и нормального сложения граниты и гранодиориты, тянущиеся широкой полосой по Конгуро-Алангезскому хребту. Последний четвертый этап внедрения представлен щелочными и содержащими нефелин сиенитами и, наконец, пегматоид-

ными щелочными сиенитами (Ю. А. Арапов и В. С. Зорабян, 1942 г.).

В пределах каждой группы (фазы) многие породы связаны между собой переходами, местами вплоть до основных диоритов и габброидов, которые в этих случаях представляют собой краевые фации, связанные, вероятно, с ассимиляцией вмещающих пород.

Особенно отчетливо разновременность внедрения проявлена для наиболее распространенных пород двух средних этапов (второго и третьего). Возрастные взаимоотношения между породами третьей и четвертой групп недостаточно ясны ввиду их пространственной разобщенности.

Повидимому, в качестве обособленного последнего этапа внедрения следует выделить интрузии порфировых пород (гранодиорит- и гранит-порфиров и эффузивного облика дацитов или андезито-дацитов), тесно локально и, вероятно, генетически связанных с порфировидными гранитами и гранодиоритами (третьего этапа) и образующих мощные дайки, вытянутые штоки и, может быть, нэкки вдоль крупных разрезов по контакту порфировидных гранитоидов с породами монцонитовой группы. Эти порфировые породы, особенно интересные в металлогеническом отношении, затвердевшие в отдельных местах вероятно на несколько различной глубине, можно рассматривать как очень неглубокие гипабиссальные и местами даже близповерхностные образования (крупный выход андезито-дацитов у сел. Таштун).

С породами второй и третьей групп (монцонитами и кислыми гранитондами) связана своя серия жильных пород — различных порфиров, а также аплитов, пегматитов и лампрофиров (А. П. Каждан и М. А. Литвин, 1946 г.). Интересно, что дайки порфиров нередко секут аплиты и лампрофиры. Пегматиты вообще очень слабо развиты, встречаясь лишь на отдельных ограниченных участках массива. Для многих участков массива, особенно в краевых его частях, а также вокруг крупных останцов пород кровли среди интрузии, характерно обилие ксенолитов самых различных размеров, что несомненно указывает на незначительную глубину затвердевания интрузии, по крайней мере в таких местах.

Детальное изучение элементов внутренней тектоники массива (что до сих пор систематически не сделано) позволило бы построить более стройную схему его общей структуры, что, в связи с рядом других факторов, имело бы немалое значение для уточнения уже наметившихся закономерностей в пространственном распределении проявлений оруденения.

Довольно крупная интрузия к востоку от описанного главного Конгуро-Алангезского массива (по р. Басут), прорывающая только юрскую вулканогенную толщу, сложена кварцевым диоритом, гранодиоритом и сиенито-диоритом. К северо-востоку и востоку в той же юрской толще Зангезурской области известны лишь мелкие выходы интрузивов обычно основного состава (габбро-диориты и изредка гранодиориты).

Значительная группа более крупных, а также и мелких интрузий находится к северу от описанного интрузивного массива в Сисианском районе по правобережью р. Базар-Чай (И. Г. Магакьян, 1946 г.). Эти интрузии прорывают эоцен и олигоцен и перекрываются миоценовой пресноводной диатомитовой толщей. Совокупность этих интрузий, приуроченных к антиклинальной структуре, представляет собой, вероятно, крупный массив, слабо вскрытый эрозией.

При разнообразном составе интрузий (от габбро через диориты и монциониты до гранодиоритов и сиенитов) и в этом районе удалось установить обычную последовательность отдельных этапов внедрения в направлении от более ранних основных пород к более кислым и щелочным. По структурно-текстурным признакам интрузии близки к гипабиссальным.

К западу от Конгуро-Алангезского массива, отчасти на продолжении того же антиклинального поднятия, расположена Нахичеванская группа

интрузий (к востоку от г. Нахичевани в бассейне р. Алинджа-Чай и соседних), состоящих из двух более значительных выходов (Алинджа-Чайского и Нагаржинского), и ряда мелких тел, слагающих отдельные резко выдающиеся вершины. В последних интрузивные породы вскрыты эрозией среди более спокойного рельефа эоценовой вулканогенной толщи. Эти мелкие интрузии обычно называют лакколитами, хотя правильнее их считать куполообразными и дайкообразными телами. Все интрузии прорывают толщу эоцена и местами олигоцена, будучи приурочены к осям антиклиналей, погружающихся к северо-западу. Эти интрузии изучены еще недостаточно. Более крупные из них, по имеющимся данным, сложены сиенито-диоритами и сиенитами с менее распространенными кварцевыми диоритами и гранодиоритами, причем последние породы по краям выходов обычно порфировидны.

Породы из более мелких «лакколитов» представляют собой настоящие порфировые породы с микрогранитовой, иногда даже фельзитовой или стекловатой основной массой, описанные под названием дацитов. Это несомненно близповерхностные образования, относящиеся, повидимому, к последней стадии нижнемиоценовой магматической деятельности.

Много севернее всех описанных интрузий расположена значительная (70 *км*²) Дали-Дагская интрузия (на хребте Дали-Даг), прорывающая олигоцен и перекрываемая четвертичными лавами. Эта мало еще изученная интрузия тоже находится в сводовой части антиклинали и сложена кварцевыми диоритами, гранодиоритами и граносиенитами.

Крайними на северо-западе интрузиями описываемого миоценового комплекса являются небольшие интрузии Дараллагеза и верховьев р. Базар-Чай (Воротан). Они образуют две группы: восточную — Кысыр-Дагско — Базар-Чайскую и западную — Газминскую. Все интрузии имеют малые размеры (до 2—3 *км*²) и формы штоков или мощных даек, соединяющихся, вероятно, на глубине в более крупные тела. Некоторые из них прорывают олигоценовые отложения. Состав интрузий довольно разнообразен: от оливиновых габбро через монцониты, кварцевые монцониты, кварцевые диориты и сиенито-диориты до сиенитов. Присутствие гранитов не установлено. В более значительных выходах преобладают кварцевые монцониты и сиенито-диориты. Несмотря на незначительные размеры выходов интрузий, для районов их нахождения характерно широкое распространение гидротермально-измененных пород (вторичных кварцитов, каолинизированных и алунитизированных пород) с проявлениями оруденения.

Рудные образования

Все эндогенные месторождения и рудопроявления складчатой зоны Армении генетически связаны с третичными интрузиями, причем громадное большинство их, и в том числе все промышленные месторождения, находятся в юго-восточной части зоны в области развития нижне (?)-миоценовых интрузий.

С ультраосновными интрузиями Гокчинского пояса связаны лишь небольшие хромитовые месторождения, частично разрабатываемые.

В связи с верхнеэоценовыми гранодиоритовыми интрузиями безобдальско-памбакского комплекса в северо-западной части зоны Армении находятся довольно многочисленные, но небольшие медные месторождения и рудопроявления, обычно жильного типа, а местами и прожилково-вкрапленного. Более высокотемпературные из них содержат в рудах магнетит или гематит и сульфиды меди, как Мисханское или Сисимаданское месторождения в контактовых роговиках и скарнах около интрузий кварцевого диорита или небольшие жилы вдоль южного контакта Геджалинской интрузии. В Мисхане отмечается присутствие молибденита.

В большинстве же месторождений оруденение выражено кварцевыми жилами с халькопиритом и пиритом (Шагали-Элиарское, Чубухлинское, Дилижанское и др.).

Более значительны по размерам серноколчеданные месторождения — Танзутское (близ г. Кировакана) и Чубухлинское (к юго-западу от г. Степанавана). Оба разведаны, но не эксплоатируются, первое — из-за бедности руд, второе — ввиду ограниченности запасов и трудных транспортных условий.

В южной части района известны и ничтожные проявления полиметаллического оруденения, а в контактовой зоне Халабской интрузии (по рч. Сиси-Су) — проявления андалузита во вторичных кварцитах.

Большая часть рудных образований миоценовой металлогенической эпохи сосредоточена в крупнейшем Конгуро-Алангезском гранодиоритовом массиве (и его контактах), а также вокруг более мелких интрузий к северу от него (Кигинских и Сисианских). Для этого района особенно характерно медное и молибденовое оруденение, изредка встречаются проявления полиметаллических, пиритовых, железных, арсенопиритовых, вольфрамовых и андалузитовых руд. В указанном массиве находятся крупнейшие на Кавказе месторождения молибденово-медных порфировых руд — Каджаранское (в северной его части) и Агаракское (в южной). Оба месторождения приурочены к отмечаемой крупными разрывными нарушениями зоне контакта двух указанных выше главных групп интрузивных пород массива — монцонитов и позднейших порфировидных гранитоидов. Рудоносными являются породы более ранней стадии интрузии — монцониты — в Кажаране и сиенито-граниты в Агараке, а также секущие эти породы интрузивные порфиры, образующие многочисленные дайки (в Каджаране) и вытянутое вдоль главного контакта штокообразное тело (в Агараке), внедрение которых направлялось многочисленными разломами в указанной контактовой зоне. Порфировые породы считаются дериватами западных, более поздних гранитов, и с ними (порфирами) парагенетически связан, вероятно, процесс оруденения. Руды представлены тонкими прожилками и вкрапленностью халькопирита, пирита и молибденита в сопровождении небольших количеств борнита, магнетита (в Каджаране), сфалерита и галенита, в полосах гидротермально-измененных, окварцованных и серицитизированных пород вдоль порфировых даек и трещиноватых зон.

В Каджаранском месторождении зона окисления довольно сильно развита, опускаясь на значительную глубину вдоль трещин; в Агараке зона окисления проявлена слабее. Зона вторичного обогащения в обоих месторождениях почти не выражена.

Каджаранское месторождение разведано, обладает крупнейшими в Советском Союзе запасами молибдена в низкопроцентных рудах и введено в эксплоатацию. Агаракское месторождение еще разведывается, содержание молибдена в нем ниже, а меди — выше, чем в Каджаране.

Вдоль того же контакта серии монцонитовых пород с позднейшими гранитоидами и прослеживаемого по контакту разлома, между Каджараном и Агараком известно еще несколько небольших месторождений меди и молибдена, частью того же типа рассеянных руд (Джин-Дара, Мюлькское, Алла-Гюней), частью жильных (Тейское, Бугакяр, кварцево-молибденово-медные жилы у сел. Личк и др.). Все эти месторождения в совокупности образуют рудную полосу, тянущуюся через весь массив в почти меридиональном направлении. Восточнее и западнее этой полосы в пределах массива известны еще отдельные рудопроявления меди, мышьяка и полиметаллов (например, жильное Аткизское месторождение на продолжении к северо-востоку рудного поля Каджарана). Вдоль западного внешнего контакта всего интрузивного массива располагается ряд молибденовых и молибденово-медных месторождений и рудопроявле-

ний западного склона Конгуро-Алангезского хребта. Наиболее значительным из них является разведанное и промышленное Парага-Чайское жильное молибденовое месторождение, к нему примыкают с юга сходные по типу Урумысское и Каплан-Чайское месторождения (менее изученные). В южной части этого контакта известно Кетамское месторождение кобальтоносного пирита (разведывалось), а также проявления молибденита и шеелита. Промышленно-интересным является Парага-Чайское месторождение андалузита в северной части той же контактовой зоны интрузии (во вторичных кварцитах).

К северу от главного Конгуро-Алангезского массива в контактовой зоне одной из интрузий по р. Киги-Чай известны рудопроявления молибдена (Кигинское), меди и шеелита.

Еще севернее, среди группы Сисианских интрузий находится недавно открытое и сейчас разведываемое молибденово-медное Дастакертское месторождение, сходное по типу с Каджараном, но отличающееся от него расположением оруденения в контакте интрузии с эффузивными порфиритами и более высоким содержанием молибдена и меди (И. Г. Магакьян, 1946, 1948 гг.). В этом же районе известны еще мало обследованные рудопроявления меди, молибдена и полиметаллов.

Особняком от всех указанных месторождений, тесно связанных с интрузиями, восточнее, в области сплошного развития юрской вулканогенной толщи, расположено крупное промышленное Зангезурское (Кафанское) жильное медное месторождение.

Интрузивные породы в районе месторождения представлены только дайками кварцевого порфира и единичными очень мелкими выходами диорита. Помимо богатых кварцево-медных жил, в месторождении детально разведаны прожилковые руды типа штокверка, заключающие сейчас бо́льшую часть запасов меди. Месторождение интенсивно эксплоатируется, являясь главным поставщиком концентратов на Алаве́рдский медный завод.

В восточной части рудного поля жилы имеют полиметаллический состав.

Севернее в этом же районе известны небольшие медные и пиритовые рудопроявления.

В Дараллагезском районе все известное оруденение является полиметаллическим (свинцово-цинковым). Более значительны здесь Гюмушханское и Газминское месторождения; оба расположены в непосредственном соседстве с выходами интрузий; руды представлены жилами и прожилками кварца, карбонатов и барита со сфалеритом, галенитом, халькопиритом (мало) и др. в зонах интенсивно гидротермально-измененных пород вдоль разломов. Остальные рудопроявления незначительны.

На хребте Кысыр-Даг значительная площадь занята вторичными кварцитами, содержащими местами алунит. Разведка одного участка не дала хороших результатов.

В Нахичеванской структурной зоне известны лишь полиметаллические рудопроявления в известняках палеозоя и в туфовых породах эоцена и низкотемпературное мышьяковое месторождение (реальгар, аурипигмент) в эоценовой мергелистой толще (гора Дарры-Даг у Джульфы).

III. НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ВЫВОДЫ ПО МЕТАЛЛОГЕНИИ КАВКАЗА

Обобщая приведенный материал о распределении рудных месторождений по отдельным структурным зонам Кавказа, можно в кратком виде сделать некоторые общие выводы относительно закономерностей в пространственном распределении эндогенного оруденения, с учетом

разнообразия его вещественного состава, в связи с главными крупнейшими этапами тектоно-магматического развития всей рассматриваемой области.

В основу таких обобщений кладется общепринятое теперь в учении о рудных месторождениях представление о тесной связи процесса первичного рудообразования с глубинной магматической деятельностью, проявлениями которой являются интрузивные породы. Поэтому в приведенном выше обзоре и уделено особое внимание интрузиям, сгруппированным в интрузивные комплексы по геолого-исторической последовательности их образования в связи с основными периодами тектонического формирования Кавказа.

Металлогенические обобщения, делаемые с указанной точки зрения тесной связи рудообразования с магматизмом как основным, ведущим фактором, отнюдь не имеют в виду игнорирования роли других геологических факторов (тектонического, стратиграфического, литологического, понимаемого в смысле физических и химических свойств рудоносных горных пород), выявление значения которых для формирования рудных месторождений составляет задачу дальнейших более детальных металлогенических исследований.

На Кавказе, как стране в геологическом смысле молодой, принадлежащей к альпийскому орогеническому поясу Земли, подавляющая часть оруденения связана с мезо-кайнозойской тектоно-магматической деятельностью.

Рудопроявления более древних металлогенических эпох проявлены скудно, будучи приурочены к вскрытым эрозией полосам выходов палеозойских и докембрийских пород в пределах тектонических поднятий на Большом Кавказе и отдельных обычно небольших участков в Закавказье. Большая часть этих рудопроявлений сосредоточена в древних породах высокогорной западной и центральных частей Главного Кавказского хребта (между рр. Белой и Тереком), где установление их геологического возраста затрудняется проявлениями среди древних толщ позднейших тектонических нарушений и интрузий, вплоть до верхнетретичных, с которыми тоже связано оруденение.

С наиболее крупными (из всех вообще на Кавказе) условно докембрийскими гранитоидными интрузиями Главного хребта связаны небольшие (за двумя-тремя исключениями) рудопроявления редких и цветных металлов (мышьяка, олова, висмута, молибдена, бария, тантала, ниобия, меди, цинка и свинца) главным образом высокотемпературного характера в кварцевых жилах и пегматитах. Для металлогении этих древнейших интрузий можно считать характерным присутствие мышьяка, вольфрама, бериллия, тантала и ниобия; редкие проявления олова наблюдались тоже главным образом в связи с древними гранитами.

Произведенное за последние годы возрастное и пространственное расчленение палеозойских интрузий Северного Кавказа позволило увязать (иногда предположительно) часть рудопроявлений с некоторыми из этих интрузивных комплексов.

Помимо обычной связи с ультраосновными породами варисского комплекса слабых рудопроявлений никеля, кобальта, хромита и железа, с гранитоидными интрузиями того же комплекса связаны рудопроявления золота, полиметаллов и шеелита (на р. Малке). Вероятно, с ними же связано и более значительное недавно открытое медно-полиметаллическое оруденение (с золотом и молибденом) в бассейне р. Урупа.

С интенсивным складкообразованием на Большом Кавказе в юрское время, начиная с верхнего лейаса, связаны небольшие предтоарские (?) гранитоидные интрузии Тырны-Ауза, сопровождаемые промышленным вольфрамо-молибденовым оруденением (с сульфидами цветных металлов), и многочисленные верхнебатские интрузии Абхазии с незначитель-

ными проявлениями редкометального (висмута, молибдена, олова) и обычного сульфидного (меди, цинка, свинца) оруденения.

Условно с верхнеюрской (предкелловейской) орогенической фазой в Главном хребте связывают главное полиметаллическое оруденение Садонско-Дигорского рудного пояса на Северном Кавказе. Юрским же является, повидимому, мало значительное медно-полиметаллическое оруденение по южному склону восточной части Большого Кавказа в Кахетии, Азербайджане и Южном Дагестане.

В Закавказье и, в частности, на Малом Кавказе палеозойские металлогенические эпохи проявлены совершенно ничтожно (следы редких металлов и золота в Дзирульском, Храмском и Арзакендском интрузивных массивах).

К мезозою заведомо относится лишь ряд небольших медных и полиметаллических месторождений в связи с нижнемеловой гранитоидной интрузией в Нагорном Карабахе.

Наиболее интенсивное и разнообразное по составу оруденение на Малом Кавказе связано с нижнетретичными (палеогеновыми) орогеническими фазами и интрузиями, хотя геологический возраст значительной части их (в Сомхетско-Кировабадской структурной зоне) нельзя еще считать точно установленным и ряд геологов склонен относить их к мезозою (к мелу или верхней юре).

На Большом Кавказе палеогеновых интрузий и рудных месторождений пока не установлено, а все известные третичные проявления магматизма и оруденения считаются неогеновыми (мио-плиоцен). Со среднеэоценовыми небольшими интрузиями в Аджаро-Триалетской зоне связаны тоже небольшие медные, полиметаллические и железорудные месторождения и слабые проявления редких металлов (молибдена, титана, ниобия) в аплитах и пегматитах.

С верхнеэоценовыми (?) гранитоидными интрузиями Сомхетско-Кировабадской зоны и северо-западной части складчатой зоны Армении связаны многочисленные и разнообразные, в том числе крупные промышленные месторождения железа, меди, серного колчедана, кобальта, алунита, барита, реже полиметаллов, марганца и редкие золотоносные россыпи при практически малом распространении редких металлов (молибдена, висмута, олова и др.). С предолигоценовыми ультраосновными и основными интрузиями наиболее значительной для Малого Кавказа пиренейской орогенической фазы в зоне Гокчинских надвигов связаны хромитовые месторождения.

С крупными послеолигоценовыми (нижнемиоценовыми) гранитоидными интрузиями, сопровождавшими окончательное формирование складчатости на границе палеогена и неогена в юго-восточной части зоны Армении, связаны наиболее крупные промышленные месторождения меди и молибдена типа медно-порфировых руд и жильные, и менее значительные рудопроявления тех же металлов изредка с примесью кобальта и вольфрама, частью контактового типа, а также мышьяка (реальгар и арсенопирит), свинца, цинка, железа, андалузита и алунита. Для этой эпохи особенно характерно постоянное присутствие молибдена в рудах почти всех месторождений (хотя бы в ничтожных количествах).

На Большом Кавказе рудопроявления позднеальпийской металлогенической эпохи связаны с еще более молодыми верхненеогеновыми (у границы миоцена и плиоцена) небольшими гранитоидными неоинтрузиями, внедрение которых контролировалось, повидимому, в основном уже крупными разрывными нарушениями и поднятиями, следовавшими за затухавшим складкообразованием.

Это наиболее молодое на Кавказе оруденение представлено отчетливо выраженными на Центральном Кавказе поясами медно-пирротино-полиметаллических, высокотемпературных арсенопиритовых и небольших

редкометальных (молибдена, вольфрама, олова, висмута) и низкотемпературных ртутно-сурьмяно-мышьяковых (с реальгаром) месторождений.

Кратко резюмируя изложенное, можно следующим образом охарактеризовать в предварительном виде основные черты металлогении Кавказа в связи с главными этапами его тектоно-магматического развития.

1. Для древних периодов геологического развития Кавказа, в отношении которых остается еще много неясностей, в том числе и в части возрастного расчленения интрузий, недостаточно ясными представляются и вопросы металлогении. Можно лишь указать, что для крупнейших условно докембрийских, несомненно синорогенных гранитоидных интрузий Большого Кавказа характерно не особенно значительное высокотемпературное оруденение редкими и цветными металлами; особенно характерно широкое распространение арсенопирита.

С палеозойскими более мелкими интрузиями в Главном хребте связано примерно такое же оруденение, но для части их отмечается преобладание среднетемпературного оруденения цветными металлами (меди, цинка и свинца) в сопровождении золота.

2. С главными периодами мезозойской (с конца нижней юры) складчатости связаны синорогенные небольшие гранитоидные интрузии, сопровождаемые на Большом Кавказе как высокотемпературным редкометальным (вольфрам и молибден в Тырны-Аузе), так и, повидимому, более широко распространенным среднетемпературным полиметаллическим оруденением (Садонско-Дигорский пояс). На Малом Кавказе, по преобладающим пока представлениям о возрасте интрузий, мезозойское оруденение представлено слабо.

3. С альпийскими нижнетретичными (средний и верхний эоцен) фазами складкообразования, повидимому, вообще уже затухавшего на Большом Кавказе и достаточно интенсивного еще на Малом Кавказе (особенно в более северных его зонах), связаны многочисленные, вероятно синорогенные, основные и гранитоидные интрузии, сопровождавшиеся первые хромитовым, а вторые — весьма разнообразным и промышленно значительным оруденением от высоко- до среднетемпературных типов. В отношении состава характерны широкое распространение железа и меди, присутствие кобальта, ничтожное участие в рудах цинка и свинца (кроме районов Юго-Западного Кавказа — Абхазии и Юго-Осетии, где к этому возрасту предположительно относятся низкотемпературные полиметаллические месторождения) и практически полное отсутствие молибдена.

4. В пределах периода позднеальпийских тектонических движений, когда окончательно сформировалась современная структура Кавказа, можно выделить две металлогенические эпохи.

К более ранней — нижнемиоценовой эпохе относится внедрение крупных гранитоидных интрузий в юго-восточной части Малого Кавказа, связанных еще с складкообразованием и сопровождавшихся интенсивным молибденово-медным оруденением, при наличии местами цинка, свинца, мышьяка, вольфрама и кобальта. Типичным элементом для этой эпохи является молибден. Впрочем интересно, что уже и здесь в эту эпоху главное оруденение достаточно отчетливо увязывается во времени с внедрением наиболее поздних кислых интрузий и, в частности, последних гипабиссальных порфировых их фаций, связанных в свою очередь с крупными разрывными нарушениями, т. е. уже посторогенных.

К более поздней — мио-плиоценовой эпохе, когда явно преобладали радиальные разрывные нарушения над затухавшим складкообразованием, только на Большом Кавказе относятся небольшие выходы гранитоидных интрузий, сопровождаемых наиболее разнообразным (из всех эпох) по составу и температурным условиям отложения оруденением. Особенно характерно для этой эпохи развитие наиболее низкотемпературного типа оруденения (реальгар, киноварь, антимонит). Для малых

интрузий северных предгорий Кавказа (Пятигорских лакколитов), близких по составу к остальным одновозрастным неоинтрузиям Центрального Кавказа, посторогенный характер совершенно очевиден.

Указанные закономерности в распределении эндогенного оруденения различного вещественного состава и интенсивности его проявлений в различных структурных зонах Кавказа в связи с особенностями их геологического строения и развития и, в частности, с наличием в них интрузий различного возраста и состава должны служить чисто практическим целям поисков и разведок рудных месторождений.

В этом отношении можно отметить уже значительный успех в недавнем прошлом, выразившийся в выявлении крупных промышленных медно-молибденовых месторождений в Армении.

Дальнейшие углубленные металлогенические исследования призваны повысить успешность поисково-разведочных работ на рудное сырье.

ЛИТЕРАТУРА

Азизбеков Ш. А. и Абдуллаев Р. Н. Основные черты геологии и петрографии Ордубадского плутона и вмещающих его пород. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1947.

Азизбеков Ш. А. Геология и петрография северо-восточной части Малого Кавказа. Изд. АН Азерб. ССР, 1947.

Арапов Ю. А. и Зорабян В. С. О нефелиновых и щелочных сиенитах в восточной части Мегринского района. Изв. Арм. фил. АН СССР, № 8, 1942.

Афанасьев Г. Д. О древних интрузивных циклах северо-западного Кавказа. Докл. АН СССР, т. 54, № 5, 1946.

Афанасьев Г. Д. Явления микроклинизации в гранодиоритовых интрузиях батолитового типа в Западном Кавказе. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1949.

Афанасьев Г. Д. Опыт сопоставления интрузивных комплексов некоторых областей СССР. Изв. АН СССР, сер. геол. № 4, 1949.

Белоусов В. В. Большой Кавказ, ч. III, Тр. ЦНИГРИ, вып. 126, 1939.

Белянкин Д. С. и Петров В. П. Петрография Грузии. Изд. АН СССР, рег. петрогр., вып. 11, 1945.

Варданянц Л. А. Горная Осетия в системе Центрального Кавказа. Тр. ЦНИГРИ, вып. 25, 1935.

Варданянц Л. А. Сейсмотектоника Кавказа. Тр. Сейсм. инст. АН СССР, вып. 64, 1935.

Варданянц Л. А. Характеристика неоинтрузий Главного Кавказа. Пробл. сов. геол., № 7, 1937.

Варданянц Л. А. Неоинтрузии, их оруденение и связь с тектоникой. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1939.

Варданянц Л. А. Молодые интрузии Тырны-Ауза. Фонды ВСЕГЕИ, Ленинград, 1940.

Варданянц Л. А. Металлогения и металлоносность Северного Кавказа. Всес. геол. фонд, 1943.

Варданянц Л. А. Тектоническая карта Кавказа в масштабе 1 : 1 000 000. Изв. АН Арм. ССР, сер. ест. наук, № 8, 1947.

Вассоевич Н. Б. О тектонических комплексах Грузии, Изв. Геогр. общ., вып. 3, 1937.

Геология СССР, т. X, ч. 1 и 2. Закавказье, 1941 и 1945.

Геология СССР, т. IX, ч. 1. Северный Кавказ. 1947.

Герасимов А. П. Древние интрузии Северного Кавказа и их металлогения. Пробл. сов. геол., № 7, 1937.

Грушевой В. Г. Краткий очерк металлогении Закавказья. Пробл. сов. геол., № 10, 1935.

Грушевой В. Г. 1. Интрузивные породы Северной Армении. 2. Интрузивные породы юго-восточной части Армении и восточной части Нахичеванской АССР. Тр. Груз. геол. упр., вып. II—Интрузивы Закавказья, 1941.

Грушевой В. Г. и Пафенгольц К. Н. Взаимная связь тектоники, изверженных пород и рудных месторождений южной части Закавказья. Тр. XVII сесс. Межд. геол. конгр., т. III, 1945.

Дзоценидзе Г. С. Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии. Тбилиси, 1948.

Еремеев В. П. и Петров В. П. Неоинтрузии Сванетии. Верхняя часть Сванетии и прилегающая часть Абхазии. Изд. СОПС АН СССР, сер. закавк., ч. II, вып. 24, 1940.

Еремеев В. П. Дополнительные данные к изучению неоинтрузий Аджарии. Тр. Инст. геол. наук АН СССР, сер. петрогр., вып. 89, 1948.

Ершов А. Д. Рудоносность Верхней Рачи и Сванетии. Сов. геол., № 8, 1940.

Ефремов Г. М. Два типа гранитоидов Главного Кавказского хребта и особенности их металлогении. Сов. геол., № 2, 1941.

Заридзе Г. М. Закономерности развития вулканизма в Грузии и связанные с ним рудопроявления. 1947.

Заридзе Г. М. и Татришвили Н. Ф. Введение в магматическую геологию Грузии. 1947.

Затоковенко В. А. *Основные черты геологии и петрографии интрузивного* комплекса г. Ятыргварта на Северном Кавказе. Докл. АН СССР, т. 32, № 4 и 9, 1941.

Ициксон М. И. К вопросу о древних гранитоидах Дигории (Северный Кавказ). Зап. Мин. общ., ч. 69, вып. 2—3, 1940.

Ициксон М. И. Гранитоидные породы Восточной Дигории (Центральный Кавказ). Тр. ЦНИГРИ, вып. 132, 1941.

Каждан А. Б. и Литвин М. А. Отчет по работам Зангезурской геолого-поисковой экспедиции ВИМС 1945 г. Фонд ВИМС и Всес. геол. фонд, 1946.

Казахашвили Т. Г. и Топурия П. А. О некоторых сиенитовых породах р. Супсы (Западная Грузия). Тр. Инст. геол. наук АН СССР, вып. 36, 1940.

Кахадзе И. Г. Грузия в юрское время. Тр. Геол. инст. АН Груз. ССР, т. III (VII), 1947.

Кобилев А. Г. Палеоинтрузии и неоинтрузии Азово-Черноморья. Матер. Аз.-Черн. геол. упр., т. III, 1938.

Котляр В. Н. О возрастном расчленении интрузивов Малого Кавказа. Зап. Мин. общ., ч. 69, вып. 2—3, 1940.

Котляр В. Н. Геологические условия формирования рудных месторождений Малого Кавказа. Фонды ВСЕГЕИ, 1947.

Кузнецов И. Г. Основные этапы в развитии вулканических явлений в Большом Кавказе. Зап. Мин. общ., т. 69, вып. 2—3, 1940.

Кузнецов И. Г. и Кузнецова Е. В. Цветные и редкие металлы Кабардинской АССР. Природн. ресурсы Кабард. АССР. Изд. АН СССР, 1946.

Кузнецов С. С. Большой Кавказ как складчатое сооружение киммерийского орогенеза. Учен. зап. Лен. гос. пед. инст. им. Герцена, т. 72, 1949.

Кузнецова Е. В. *Минералого-геохимический очерк древнего кристаллического* комплекса Центральной Балкарии. Сов. геол., № 1, 1939.

Лебедев А. П. Основные черты структуры Садоно-Унальской рудоносной зоны (Северный Кавказ) в связи с ее полиметаллическим оруденением. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1946.

Лебедев А. П. *Петрографо-металлогенический очерк* Центрального Кавказа. Природн. ресурсы Кабард. АССР. Изд. АН СССР, 1946.

Леонтьев Л. Н. Тектоническое строение и история геотектонического развития Малого Кавказа. БМОИП, нов. сер., т. 54, отд. геол., т. 24, вып. 4, 1949.

Магакьян И. Г. Новые данные по геологии и рудоносности Баргушетского хребта. Изв. АН Арм. ССР, сер. ест. наук, № 10, 1946.

Магакьян И. Г. Металлогения Малого Кавказа. Фонды Лен. горн. инст., 1948.

Мовсесян С. А. Интрузии центральной части Конгуро-Алангезского хребта. Изв. Арм. фил. АН СССР, № 2, 1941.

Мовсесян С. А. Пирдоуданское (Каджаранское) медно-молибденовое месторождение. Изд. Геол. инст. Арм. фил. АН СССР, 1941.

Мкртчян С. С. Новые данные по стратиграфии Южного Зангезура. Изв. АН Арм. ССР, сер. ест. наук, № 4, 1944.

Мкртчян С. С. Пирдоуданское (Каджаранское) медно-молибденовое месторождение. Изв. АН Арм. ССР, сер. ест. наук, № 1—2, 1944.

Муратов М. В. *Основные структурные элементы альпийской геосинклинальной* области юга СССР и некоторых сопредельных стран. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1946.

Паффенгольц К. Н. Сейсмотектоника Армении и прилегающих частей Малого Кавказа. Ереван, 1946.

Паффенгольц К. Н. Геология Армении. Тр. ВСЕГЕИ, 1948.

Пэк А. В. Основные особенности структуры и процесса минерализации месторождений Тырны-Ауз. Природн. ресурсы Кабард. АССР, изд. АН СССР, 1946.

Ренгартен В. П. Общий очерк тектоники Кавказа. Тр. XVII сесс. Межд. геол. конгр., т. II, 1939.

Саакян П. С. и Лягин К. И. Основные черты металлогении Центрального Кавказа. Тр. ВИМС, вып. 175, 1941.

Соловьев С. П. Рудоносный район Тырны-Ауз. Петрография СССР, сер. 2, вып. 6, 1940.

Соловкин А. Н. Возрастные соотношения магматических образований Азербайджанской ССР. Изв. Азерб. фил. АН СССР, № 1, 1940.

Соловкин А. Н. Интрузии междуречья рр. Тертер и Кюрак-чай в Азербайджанской ССР. *Докл. АН СССР, т. 60, № 3, 1948.*

Сопко. О возрасте интрузивных пород Северной Армении. Вопросы теор. и прикл. геол., сб. 3, 1947.

Твалчрелидзе Г. А. Парагачайское месторождение молибдена. Сов. геол., № 29, 1948.

Хаин В. Е. Главнейшие черты тектонического строения Кавказа. Сов. геол., № 39, 1949.

Щербаков Д. И. Высокотемпературные рудные формации Центрального Кавказа. Вопросы минерал., геол. и петрогр., сб. памяти акад. А. Е. Ферсмана, изд. АН СССР, 1946.

В. М. Сергиевский

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ УРАЛА

ГЛАВА 1. ОБЩАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА[1]

ГРАНИЦЫ РЕГИОНА

Урал протягивается от берегов Карского моря, т. е. от 70° с. ш., до южного окончания Мугоджар, находящегося на 47° с. ш. Западной границей описываемого региона мы принимаем 56° в. д., а восточной — течение рр. Оби, Тобола, Абучи и Тургая. Посредине очерченной области протягивается, делая несколько изгибов, Уральский складчатый хребет. На западе складки Урала постепенно затухают, сменяясь полого лежащими пермскими отложениями. На востоке складчатая структура Урала перекрыта горизонтально или очень полого лежащими третичными и мезозойскими отложениями. На Северном и Полярном Урале от подножий хребта на восток расстилается лесистая и болотистая равнина, сложенная ледниковыми отложениями.

Урал представляет собой сложную и длительно формировавшуюся, но по существу единую крупную складчатую структуру. Его формирование в основном закончилось в период варисской складчатости, но теперь для нас достаточно ясны и древние этапы формирования Урала, начиная с протерозоя и нижнего палеозоя. Удается с большей или меньшей определенностью выделить и древние, догерцинские фазы складчатости, и древние интрузии, начиная с докембрийских, и историческую последовательность металлогенических процессов, среди которых наибольшее значение имеют средне- и верхнепалеозойские процессы оруденения.

ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ УРАЛА

Структурно Урал представляет собой единое целое. Единым целым, как увидим ниже, рисуется Урал и в металлогеническом отношении. На всем своем протяжении, вплоть до Западного Приуралья, сложенного полого или горизонтально лежащими пермскими отложениями, Урал испытал достаточно интенсивную варисскую складчатость, и в его пределах можно лишь выделить зоны и участки с сохранившимися древними складчатыми структурами, древними интрузиями и т. д. По-иному на Урале проявилась самая молодая киммерийская складчатость, интен-

[1] Настоящая работа написана на основании изучения весьма обширной опубликованной литературы и материалов по Уралу, хранящихся в фондах различных геологических учреждений. Многие положения в работе оригинальные; они основаны на неопубликованных наблюдениях автора и часто приводятся в виде готовых выводов.

сивная лишь на восточном склоне и особенно в его восточной части, тогда как на западе нижнемезозойские отложения залегают спокойно. Еще более молодые и достаточно интенсивные движения происходили на Пай-Хое, где сильно дислоцированы и отложения мелового возраста.

Это не исключает, однако, существенного отличия в геологическом строении, магматических проявлениях и металлогении разных геологических зон Урала, как это будет показано ниже. Соответственно тектономагматическое районирование Урала для нашей цели мы даем, основываясь на факторах, выраженных прежде всего в его варисской структуре, и на особенностях стратиграфии, проявлениях магматизма и металлогении. Следуя с запада на восток, можно выделить следующие зоны:

I. Западное Предуралье.

II. Западный склон, Башкирское поднятие и зона Урал-Тау, объединяемые по металлогеническим особенностям в Западный рудный пояс. В нем выделяются две подзоны: а) девонских и карбоновых осадочных отложений (D_2—C_3) и б) более древних палеозойских отложений и докембрия.

III. Западная вулканогенная зона Урала. По структурным особенностям ее можно выделить как среднепалеозойский прогиб, имеющий строение сложного синклинория, а по металлогеническим особенностям — как среднепалеозойский рудный пояс.

IV. Зона варисских гранитоидов, которую в структурном отношении можно назвать Восточно-Уральским антиклинорием. В металлогеническом отношении она выделяется как верхнепалеозойский рудный пояс.

V. Восточно-Уральский синклинорий. Эта зона недостаточно ярко охарактеризована металлогенически. На Южном Урале она имеет наибольшую ширину и сложное строение, и здесь ее следовало бы расчленить на несколько подзон.

VI. Восточное Зауралье.

Ниже приводится характеристика этих зон.

1. Западное Приуралье

Эта зона представляет собой западную окраину Уральского складчатого пояса, в пределах которой происходит постепенный переход от складчатых сооружений Урала с их орогенными фациями верхнего палеозоя к отложениям платформы.

Восточная граница зоны проводится в общем по основанию артинского яруса. На западе верхнепалеозойские отложения Приуралья постепенно сливаются с отложениями Русской платформы и на прилагаемом рисунке эта зона ограничена рамкой карты. Сложено Западное Приуралье осадочными породами пермского возраста с лежащими на них изолированными участками более молодых мезозойских и третичных пород. По восточной окраине этой зоны пермские отложения большей частью слабо дислоцированы, далее на запад они приобретают пологоволнистое и горизонтальное залегание.

Вдоль складчатого пояса Урала на всем протяжении зоны от Мугоджар до Тимана пролегает предгорный верхнепалеозойский прогиб, заполненный мощными верхнепалеозойскими отложениями, существенно представленными конгломератовыми, флишевыми и молассовыми фациями. Далее на запад располагается пологое валообразное поднятие, одним из фрагментов которого является поднятие Уфимского плато. Здесь грубообломочные терригенные фации уже начинают исчезать или уменьшаются в мощности и большое развитие получают карбонатные породы. Еще дальше на запад пермские отложения приобретают почти горизонтальное залегание.

Глубокие буровые скважины показывают, что приблизительно у западной рамки карты непосредственно на кристаллическом фундаменте

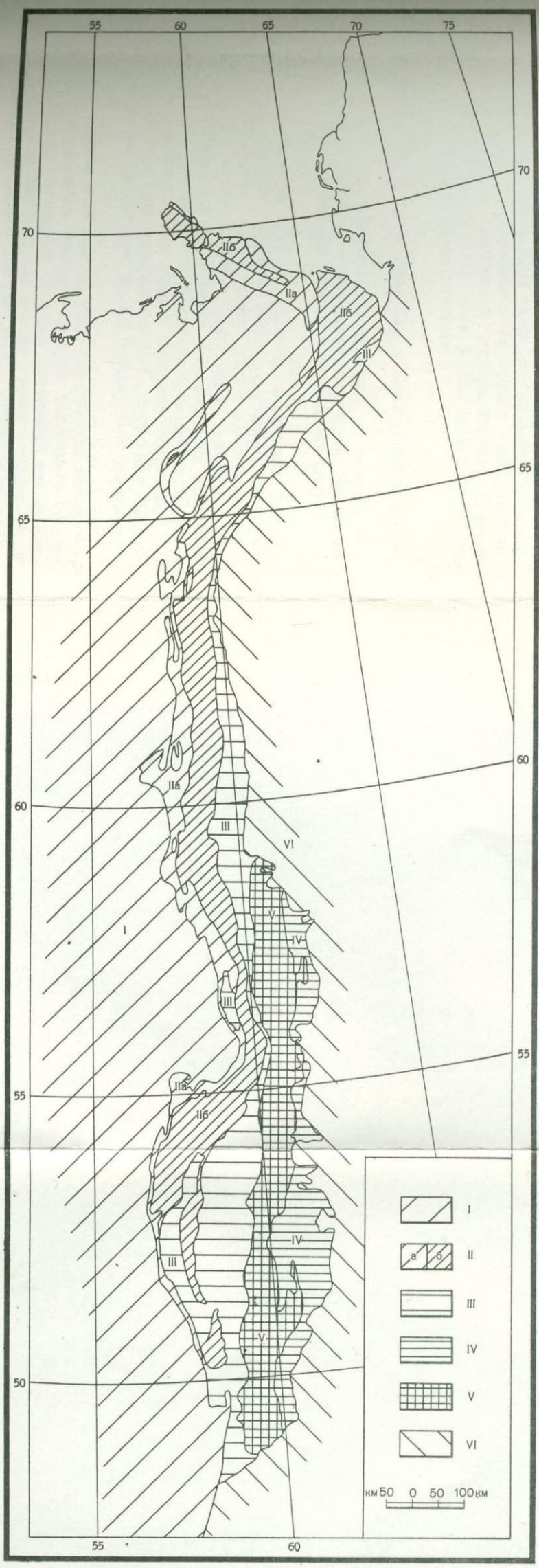


Схема геологического районирования Урала

I—Западное Приуралье; *II*—западный склон Урала, зона Урал-Тау и Башкирское поднятие: *а*—подзона девонских и карбоновых осадочных отложений, *б*—подзона древнего палеозоя и докембрия; *III*—Западная вулканогенная зона; *IV*—Восточно-Уральский антиклинорий; *V*—Восточно-Уральский синклинорий; *VI*—Восточное Зауралье

залегает девон на глубине 1700 *м*. Ближе к Уралу кристаллический фундамент находится на значительно большей глубине, и здесь встречены более древние отложения, вплоть до нижнего палеозоя.

Иную структуру описываемая зона имеет между Пай-Хоем и Тиманом и в области Печорской низменности. Палеозой здесь скрыт под мезозойскими и четвертичными отложениями. Однако на основании фрагментов отдельных структур выясняется, что в треугольнике между Тиманом и Пай-Хоем палеозой, вероятно, сложен в серию складок, ответвляющихся от Урала в северо-западном направлении.

Одной из таких складок является гряда Чернышева, другой — Каратаихская антиклиналь. Кроме того, по юго-западному склону Пай-Хоя пермские отложения довольно сильно дислоцированы.

Изверженные породы в пределах описываемой зоны представляют большую редкость. Они известны только в Печорском крае и на Пай-Хое. На Пай-Хое обнаружены базальты пермского возраста, на р. Адзьве в гряде Чернышева выходят мезозойские (меловые) базальты. Также редки и спорны проявления эндогенной минерализации. Известным здесь баритовым, карбонатным и кварцевым жилам некоторые исследователи приписывают гидротермальный генезис.

II. Западный склон Урала, зона Урал-Тау и Башкирское поднятие

В пределах этой зоны мы выделяем две подзоны: а) подзону дислоцированных среднепалеозойских и карбоновых отложений (от среднего девона до верхнего карбона включительно) и б) подзону силура, древнего палеозоя и докембрия.

Западной границей первой подзоны является основание артинских отложений, восточной — контакт среднего девона с нижним или верхним силуром и древним палеозоем. Такой выбор границ зоны определяется тем, что средний девон почти на всем протяжении западного склона Урала залегает с перерывом и несогласно. Местами, как на Пай-Хое и Полярном Урале, этот контакт тектонический, большей же частью он стратиграфического характера. При этом в северной половине Урала, к северу от Уфалея, обычно присутствуют верхний силур и нижний девон, а южнее непосредственно на древние толщи Башкирского поднятия налегает средний девон.

На крайнем юге, южнее верховий Б. Ика, где древние толщи Башкирского поднятия погружаются, граница подзоны осадочного среднего палеозоя западного склона проведена западнее отложений так называемой Зилаирской и Сакмарской зон, так как по своему составу среднепалеозойские отложения последних соответствуют отложениям восточного склона Урала.

Подзона сложена дислоцированными осадочными породами девона и карбона. Складки большей частью сравнительно простого характера и постепенно затухают на запад. Они часто несколько опрокинуты к западу и осложнены разрывными дислокациями типа надвигов. Горные породы не метаморфизованы или метаморфизованы слабо. Изверженные породы представляют большую редкость. Лишь на Полярном Урале известны небольшие гранитные интрузии в девонских (верхнедевонских) сланцах. Точно так же описываемая подзона бедна рудными месторождениями эндогенного происхождения.

Подзона древнего палеозоя и докембрия на западе граничит с вышеописанной по базальному горизонту среднего девона. Восточная граница проводится по контакту с основными и ультраосновными интрузиями и вулканогенными породами среднего палеозоя восточного склона Урала. В пределах подзоны выделяются две структурные единицы: антиклинорий Урал-Тау и Башкирское поднятие.

Антиклинорий Урал-Тау протягивается через весь Урал от берегов Байдарацкой губы до широты Орска, где он временно погружается и вновь вздымается на южном берегу р. Урала.

Зона Урал-Тау сложена различными метаморфическими сланцами, среди которых в древних свитах преобладают кварциты, мусковитовые кварциты, слюдяные, обычно мусковитовые, сланцы, хлорито-мусковитовые сланцы и т. д. Метаморфизм в общем нарастает с запада на восток и от верхних свит к нижним.

Верхние толщи (верхний силур, а местами и ордовик) сложены нормальными лишь кливажированными осадочными породами.

При определенном сходстве литологического состава на всем своем протяжении горные породы Урал-Тау не являются одновозрастными. На юге в составе их преобладают древние докембрийские отложения, на Среднем Урале в основном они относятся к ордовику. В составе нижнепалеозойских и докембрийских толщ некоторое участие принимают эффузивы. Заметную роль играют граниты. Одна группа гранитных интрузий находится на крайнем севере, между 67 и 68° с. ш. Вторая — представлена интрузиями Ляпинского края и массивом Маньхамбо. Несколько небольших массивов находятся в верховьях Вишеры. Южнее располагается небольшой Троицкий массив (59°10′ северной широты). На Южном Урале находится несколько крупных гранитогнейсовых массивов: Уфалейский, Шигир-Тараташский, Златоустовский. Небольшой гранитный массив находится к северу от г. Белорецка, и сложная интрузия гранитов-рапакиви, сиенитов и нефелиновых сиенитов обнажается около Бердяуша.

Эти граниты несомненно принадлежат нескольким генерациям (вероятно, существуют два или три докембрийских, салаирский или дотремадокский, таконский и варисский), но все они имеют сходные состав и отчасти петрографический облик.

В отличие от гранитов восточного склона они у петрографов получили наименование микроклин-пертитовых гранитов. Это большей частью существенно калиевые лейкократовые граниты, хотя в сложных интрузивных комплексах есть также гранодиориты, плагиограниты и кварцевые диориты.

Менее распространены породы группы габбро и еще меньше и только на крайнем востоке зоны — серпентиниты. Большим распространением пользуются интрузивные диабазы, возраст которых точно не известен. В северной половине Урала они в разрезе поднимаются не выше нижнего девона, а обычно прорывают лишь верхний силур и более древние отложения. На Южном Урале они не проникают уже в древнеашинскую свиту, относимую к ордовику. Вместе с тем по составу те и другие, повидимому, близки и часто характеризуются присутствием пижонита.

По геологической структуре зона Урал-Тау рисуется в виде сложного антиклинория. На Приполярном Урале наблюдалось опрокидывание складок в обе стороны наружу, веером. В геологической истории Урала эта зона выступает как древний геоантиклинал, обнаруживающий постоянную тенденцию к поднятию по крайней мере с ордовика.

Башкирское поднятие Южного Урала отделяется от зоны Урал-Тау синклинальной Зилаирской зоной. Оно сложено докембрийскими и нижнепалеозойскими осадочными породами, на которые непосредственно налегает средний девон.

В отличие от зоны Урал-Тау здесь метаморфизованы самые древние протерозойские толщи и только в древнейших отложениях развиты эффузивные породы. Весь остальной разрез сложен нормальными осадочными породами. Из интрузивных пород распространены диабазы и известен единственный Бердяушский сложный плутон, состоящий из гранитов, сиенитов и нефелиновых сиенитов. Возраст его предположительно протерозойский.

В структурном отношении Башкирское поднятие представляет собой несимметричный антиклинорий, осложненный рядом надвигов и поперечных дислокаций, погружающийся на юге, в верховьях Б. Ика, и на севере, в Кара-Тау. Лишь его восточная ветвь еще севернее сливается с зоной Урал-Тау.

Описанная подзона древнего палеозоя и докембрия и отчасти примыкающая к ней с запада подзона среднего палеозоя характеризуются совершенно особенной минерализацией: месторождениями сидерита, магнезита, барита, флюорита, железного блеска и свинцово-цинковыми. В восточной части зоны в тесной связи с гранитами известны редкометальные вольфрамо-висмутовые и молибденовые месторождения, а в связи с габбро — титаномагнетитовые. По перечисленным признакам мы выделяем эту зону под именем западного рудного пояса Урала. Согласно с трактовкой Ю. А. Билибина — это тип минерализации внешней зоны орогена. Несмотря на сходство общего типа оруденения, оно, весьма вероятно, неодновозрастно, хотя определенных данных для того нет.

III. Западная вулканогенная зона Урала

Западная вулканогенная зона протягивается, то расширяясь, то суживаясь, между зоной Урал-Тау на западе и зоной варисских гранитов на востоке. В тектоническом отношении она представляет собой глубокий среднепалеозойский прогиб, заполненный преимущественно вулканогенными свитами среднего палеозоя и прорывающими их интрузиями. Среди последних большую роль играют гипербазиты, габбро и габбро-перидотитовый комплекс, сопровождаемый диоритами. С основными породами связаны плагиограниты, образующие вместе с кварцевыми диоритами и гранодиоритами также самостоятельные небольшие интрузии в эффузивных породах. Меньшим развитием пользуются сиениты (тагило-кушвинский комплекс). Они сопровождаются малыми интрузиями нефелиновых сиенитов, дайками монцонит-порфиров и шонкинитов. Особый интрузивный комплекс образуют карбоновые интрузии магнитогорско-гумбейского типа. Очень обильны гипабиссальные породы: диабазаы, плагиогранит-порфиры, диорит-порфириты, сиенит-порфиры.

Интрузии кислых, средних и щелочных пород часто носят явно выраженный гипабиссальный облик, а некоторые, судя по их структуре, строению, соотношению с вмещающими породами и тектоническим особенностям, являются типичными субвулканическими интрузиями. Вообще, если исключить гипербазиты, то можно сказать, что для любого распространенного типа эффузивов имеется соответствующий интрузивный аналог и в геологическом распространении тех и других есть определенное соответствие. Интрузии часто залегают среди эффузивов сходного состава и в своем стратиграфическом распространении не подымаются выше включающих их горизонтов. Так, в платиноносном габбро-перидотитовом комплексе габбро не поднимаются выше нижнелудлоуских диабазов; плагиограниты интрудируют в породы не моложе лудлоуских альбитофиров. Сиениты прорывают верхнелудлоуские трахитовые порфиры и не подымаются выше. Диориты, кварцевые диориты и гранодиориты Турьинских рудников залегают среди большой площади развития роговообманковых и кварцево-роговообманковых порфиритов среднего девона. Гранитоиды магнитогорского типа залегают среди карбоновых порфиров сходного состава.

Тектоническая структура вулканогенной зеленокаменной зоны на всем ее протяжении в общем имеет сходный характер. Это крупный сдвоенный синклинорий, разделенный антиклинальной зоной, часто с опрокидыванием складок, осложненных надвигами, к западу. В тех районах, где зеленокаменная зона расширяется и складки приобретают

более правильный и спокойный характер (например, на Южном Урале), можно наблюдать опрокидывание их в сторону соседних геоантиклинальных структур: зоны Урал-Тау на западе и зоны гранитных интрузий на востоке. И. И. Горский выделяет в этом синклинории на юге (южнее широты 54°30′) Магнитогорское погружение и на севере Тагильское.

По характеру разреза среднего палеозоя и, в особенности, верхнего силура в пределах зеленокаменной зоны мы различаем три подзоны: Западную — спилито-диабазовую, Центральную — андезитовую подзону прогиба, и Восточную — также диабазовую.

Западная спилито-диабазовая (или керато-спилитовая) подзона лучше всего выражена на Южном Урале. Ее западной границей является зона Урал-Тау, восточная намечается от рудника Бурибая через колчеданные и золоторудные месторождения Таналык-Баймакского района к Миндяку. Далее на север в верховьях р. Уя восточная граница проходит между сс. Поляковкой и Вознесенской, мимо Мелентьевского полиметаллического месторождения к оз. Тургояк. В сильно сжатой части зеленокаменной зоны, между Миассом и Уфалеем, вследствие сложности тектонической структуры и сильного метаморфизма граница эта недостаточно ясна. Повидимому, к Западной подзоне относится Соймоновская долина, а к Восточной — долина р. Миасса и сама граница проходит около Кыштымской группы колчеданных месторождений. К Западной подзоне несомненно относится район к западу от Северского и Полевского заводов, и граница проходит мимо Северского и Полевского заводов к Дегтярскому руднику и далее вдоль верхней меридиональной части долины р. Тагила, восточнее г. Нижнего Тагила и немного западнее рудника им. III Интернационала к Нижне-Туринскому заводу. Далее, в пределах быв. Павнинской дачи с ее пологими складчатыми структурами граница теряет свою четкость. Она проходит к г. Карпинску, мимо бокситовых рудников Петропавловского района ко 2-му Северному руднику на р. Лозьве. Далее к северу вулканогенная зона сильно закрыта мезозойскими и кайнозойскими отложениями и недостаточно исследована.

Граница между Западной и Центральной подзонами отмечена дизъюнктивными дислокациями типа надвигов и опрокинутыми на запад сжатыми антиклинальными складками. Те и другие, однако, не представляют непрерывно тянущихся структур, а располагаются кулисообразно, по простиранию сменяя одна другую. Подробное описание границы приводится потому, что она является важнейшей рудной структурой Западной вулканогенной зоны и, вероятно, представляет собой проекцию на поверхность крупного глубинного разлома, рассекающего фундамент Уральской складчатой зоны. Вдоль нее располагается бóльшая часть важнейших эндогенных рудных месторождений вулканогенной зоны: Буребай, колчеданные месторождения Баймакской группы, Миндякские золоторудные, многочисленные золоторудные месторождения Учалинского и Миасского районов, Карабашская группа колчеданных месторождений, Дегтярка, Карпушиха, Левиха, гора Высокая, им. III Интернационала, Благодать, Красноуральск, Петропавловский рудник, 2-й и 3-й Северные рудники. Эти месторождения различны по генезису и возрасту, но бóльшая их часть сформирована в течение среднего палеозоя и они носят черты гипабиссального и субвулканического происхождения.

Особенно четко отличия Западной керато-спилитовой подзоны от Центральной андезитовой подзоны прогиба выражены на Южном Урале. Здесь мощность отложений среднего палеозоя (включая нижний карбон) в андезитовой подзоне в 7—10 раз больше, чем в керато-спилитовой. Среди отложений среднего палеозоя в керато-спилитовой подзоне имеется ряд перерывов. Верхнесилурийские эффузивы представлены исключительно в спилитовой или керато-спилитовой формации. Более

молодые вулканогенные толщи большей частью отсутствуют, средний и верхний девон выражены в осадочной фации, причем очень характерны малая мощность среднего девона или полное выпадение его из разрезов. Любопытно, что лишь молассоподобная зилаирская свита фаменского яруса имеет сходный характер и мощность в обеих подзонах.

На Среднем и Северном Урале различия между отложениями обеих подзон несколько сглаживаются. Мощность среднего палеозоя в Западной подзоне лишь в 2—3 раза меньше, чем в Центральной. Долудлоуские вулканогенные толщи верхнего силура обеих подзон здесь более сходны, однако в Западной шире распространены излияния покровного типа, а в подзоне прогиба — продукты деятельности центральных вулканов и, в частности, мощные толщи грубообломочных вулканических брекчий авгитовых порфиритов. Спилиты и диабазы нижнего и среднего лудлоу более мощно развиты в Западной подзоне, а в Восточной они часто вовсе выклиниваются. Начиная с нижнего лудлоу, в Западной подзоне приобретают развитие осадочные породы — известняки, туффиты, кремнистые сланцы; в андезитовой подзоне они часто вовсе отсутствуют. В верхнем лудлоу для Западной подзоны характерны калиевые трахитовые порфиры и основные породы с повышенным содержанием калия. Эти образования имеют незначительное развитие в подзоне прогиба и часто замещаются здесь свитой авгитовых базальтовых порфиритов.

Для Западной подзоны, очевидно, более характерен трещинный тип излияний, судя по большому развитию покровов, широкому развитию диабазов и сравнительно слабому развитию туфов, в особенности тех, которые характерны для вулканов центрального типа.

Девон в Западной подзоне представлен осадочными, часто известняковыми толщами умеренной мощности. В подзоне прогиба средний девон сложен туфами и порфиритами с прослоями осадочных пород, а в переходной развиты мощные толщи туффитов.

К Западной подзоне приурочен почти непрерывный пояс интрузий основных и ультраосновных пород. Наиболее крупные массивы располагаются обычно на ее западной границе с зоной Урал-Тау.

Восточная диабазовая подзона хорошо развита только на Южном Урале. Здесь ее граница с Центральной подзоной прогиба может быть намечена приблизительно от с. Тунгатарова на р. Уй (в северной части Учалинского района) к Учалинскому колчеданному месторождению и далее на юг мимо с. Урляды к г. Верхнеуральску. Этот район сравнительно мало исследован, и южное продолжение Восточной диабазовой зоны не ясно. Возможно, что к ней следует отнести область развития нижнекарбоновых порфиров и диабазов по левобережью р. Урала и далее провести границу к приску Кумак.

На Среднем и Северном Урале мы знаем лишь отдельные фрагменты Восточной диабазовой зоны, например к востоку от г. Красноуральска на р. Салде и в Вагранской даче между рр. Лялей и Лобвой.

На Южном Урале вдоль восточной границы подзоны прогиба расположены колчеданные месторождения Мурдыкты, Учалы, ряд мелких, недавно выявленных пунктов проявлений колчеданной минерализации между Учалами и Верхнеуральском. Южнее на ней, возможно, лежит гора Магнитная, месторождения Бакр-Узяк и Сибай. Спорадическое распространение вдоль нее рудных месторождений, в отличие от Западной, может быть объяснено тем, что колчеданные месторождения здесь перекрыты толщами верхнего девона и карбона, в которых этот тип оруденения не известен. Однако возможно, что рудная зона вдоль восточного края прогиба проходит восточнее и до сих пор не выявлена поисковыми работами.

Центральная андезитовая подзона прогиба характеризуется очень мощным развитием среднего палеозоя, представленного обычно всеми

отделами систем и преимущественно вулканогенными толщами в фации порфиритов и их туфов. Породы диабазового состава, как и более кислые, имеют здесь сравнительно незначительное развитие. Мощность отложений среднего палеозоя (S_2—C_1) на Южном Урале достигает 10 *км*. На Среднем и Северном Урале видимая мощность меньше, но девон имеет спорадическое распространение в брахисинклиналях, а большей частью он размыт.

Из осадочных пород распространены туффиты, кремнистые сланцы и яшмы и отчасти известняки. Лишь в фаменском ярусе получают развитие полимиктовые граувакковые песчаники.

Судя по преобладанию лав андезитового и отчасти андезито-базальтового состава, громадному развитию туфов, лавовых и туфовых брекчий, излияния имели центральный характер. В среднем девоне цепь вулканов, очевидно, располагалась вдоль восточного края прогиба, и его западная часть заполнена преимущественно слоистыми переотложенными туффитами, тогда как на востоке преобладают лавы и грубые туфы.

Туфы нередко носят явные следы перемыва и переотложения водной средой. Несмотря на быстрое опускание зоны прогиба, осадочные породы (включая туффиты) представлены мелководными отложениями. Очевидно, подача магматического материала из глубин была настолько интенсивна, что в этой области располагалась не зона глубин, а существовала цепь вулканических островов.

В Восточной диабазовой подзоне в верхнем силуре преобладающее развитие имеют диабазы и альбитофиры. Порфиритовая (крыктинская) толща верхнего лудлоу—нижнего девона сравнительно маломощна, а иногда и вовсе выпадает из разреза. Наоборот, в подзоне прогиба это наиболее характерный и мощный член стратиграфического разреза верхнего силура, и ею сложены крупнейшие горные хребты восточного склона Южного Урала.

Средний девон в Восточной диабазовой подзоне также имеет резко сокращенную мощность, по сравнению с подзоной прогиба, а иногда вовсе выпадает из разреза. В карбоне, если к Восточной подзоне относить область порфиров долины Урала, здесь получает развитие своеобразный комплекс порфиров и диабазов, по своему характеру несколько напоминающий диабазо-альбитофировую свиту верхнего силура. Таким образом, стратиграфический разрез Восточной диабазовой подзоны многими чертами напоминает разрез Западной и резко отличается от разреза Центральной подзоны.

Интрузии Западной вулканогенной зоны Урала. Вдоль западного края вулканогенной зоны протягивается пояс крупных основных и ультраосновных интрузий. На протяжении от Саран-Пауля до Верхнего Уфалея в их составе преобладает габбро. Небольшие тела дунитов среди габбро в этом комплексе, начиная от Денежкина камня на севере до Омутнинского массива на юге, являются платиноносными. Габбро с востока сопровождаются диоритами, плагиогранитами и сиенитами. Весь этот сложный комплекс рассматривают как продукт дифференциации габбровой магмы. Между собой отдельные члены комплекса частью связаны постепенными переходами и шлировыми контактами, частью дают интрузивные соотношения. Последнее, в частности, относится к плагиогранитам и сиенитам. Порядок застывания отдельных членов комплекса следует в общем от перидотитов через габбро к диоритам и плагиогранитам. Самыми молодыми породами являются сиениты.

К северу от Саран-Пауля и к югу от Верхнего Уфалея в составе интрузий преобладают перидотиты, чаще всего гарцбургиты, превращенные в серпентиниты. Габбро имеют подчиненное распространение, и еще реже (за исключением интрузий Полярного Урала) встречаются плагиограниты. В этих интрузиях имеются габбро двух возрастов: одни

древнее перидотитов, другие моложе их или связаны с ними переходами через пироксениты.

Несмотря на различие в составе интрузий, их структурно-тектоническое положение и возраст, повидимому, близки. Они прорывают верхний силур и являются более древними, чем средний девон. На Южном Урале, однако, известны мелкие более молодые интрузии гипербазитов, залегающие и среди девонских отложений, вплоть до верхнего девона.

Формирование сложного габбро-перидотитового комплекса Среднего Урала с его плагиогранитами и сиенитами, повидимому, шло параллельно с процессом эволюции верхнесилурийских вулканических очагов. Можно даже полагать, что именно эти интрузивные массы и являются подземными очагами верхнесилурийских вулканов. Мы уже отмечали, что плагиограниты как бы являются интрузивными аналогами альбитофиров лудлоу и, вероятно, близки к ним по возрасту. Эти породы вместе с плагиогранит-порфирами часто связаны друг с другом пространственно, и в таких комплексах иногда уже трудно разделить интрузивные и эффузивные разности. То же можно сказать о сиенитах, сиенит-порфирах и эффузивных трахитовых порфирах верхнего лудлоу. Для сиенитов Кушвы и Тагила имеется определение абсолютного возраста, указывающее на его близость ко времени излияния трахитовых порфиров (конец верхнего силура — начало девона).

Обычно габбро-перидотитовые интрузии описываемой зоны образуют сильно вытянутые по простиранию тела, круто наклоненные к востоку и залегающие в общем вдоль контакта между нижним палеозоем и докембрием, с одной стороны, и среднепалеозойской вулканогенной толщей — с другой. Иную форму имеют Халиловская, Хабарнинская и Актюбинская (Кемпирсайская) интрузии на Южном Урале, обладающие большой шириной. Повидимому, это связано с их пологим залеганием вдоль той же стратиграфической границы между нижним палеозоем (или более древними толщами) и вулканогенным верхним силуром. Указания на пологий характер кровли имеются для Хабарнинского (В. Л. Милютин, 1940 г.) и Кемпирсайского (В. П. Логинов и др., 1940 г.) массивов. Г. А. Соколов доказывает, что Кемпирсайский массив имеет пологое, почти горизонтальное залегание и почти горизонтальное петрографическое расслоение.

Описываемые интрузии, вероятно, выдавлены из Центральной зоны прогиба в сторону антиклинала Урал-Тау. Их корни уходят в тот глубинный разлом, который отделяет Западную диабазовую подзону от центральной андезитовой.

По восточному краю вулканогенной зоны протягивается другой пояс гипербазитов, менее изученный. Для некоторых массивов известно, что они наклонены к западу, и весь пояс можно рассматривать как симметричный Западному, окаймляющий восточную границу вулканогенной зоны и располагающийся на границе синклинория вулканогенной зоны с Восточно-Уральской геоантиклиналью. О геологическом возрасте этого пояса гипербазитов мы имеем мало данных. Располагаются они часто также близ границы среднего палеозоя с немыми толщами, возможно нижнепалеозойского возраста.

В пределах Западной зеленокаменной зоны есть ряд более молодых интрузий, относящихся к среднему и верхнему девону и нижнему карбону. По большей части это небольшие интрузии пород среднего состава (диориты, гранодиориты, сиенито-диориты) и внедрения диабазов. Несколько особое положение занимает магнитогорская гранитная формация. Возраст этих интрузий не всегда может быть определен достоверно. Так же как для доэйфельских плагиогранитов и сиенитов, для этих интрузий характерны небольшие размеры, залегание среди эффузий сходного состава, присутствие порфировых пород, как бы являющихся

переходными членами между эффузивными и интрузивными породами. Примером может служить интрузия Турьинских рудников, сложенная диоритами, кварцевыми диоритами и гранодиоритами, залегающими среди среднедевонских роговообманковых порфиритов. По своему строению, структуре, соотношениям с вмещающими толщами и внутренней тектонике она может быть отнесена к категории вулкано-плутонов. Существование здесь таких более древних субвулканических интрузий доказывается присутствием в вулканических брекчиях обломков кварцевых диоритов и диорит-порфиритов.

Сиенито-диоритовая интрузия горы М. Кумач на Южном Урале также залегает среди сходных по составу роговообманковых порфиритов верхнего девона и обнаруживает признаки субвулканической интрузии. То же можно сказать о магнитогорском граносиенитовом комплексе, для которого устанавливается возраст, близкий к эпохе излияний нижнекарбоновых порфиров долины р. Урала и более древний, чем возраст орогенных гранитов восточного склона.

Металлогения Западной вулканогенной зоны, практически в значительной степени определяющая физиономию Урала как рудного района, находится в полном соответствии с особенностями ее геологического строения и типом интрузий. Для нее характерны, во-первых, месторождения, связанные с основными и ультраосновными породами: платина, хромиты, титаномагнетиты, медные вкрапленники в габбро, мелкие месторождения меди, никеля и кобальта в гипербазитах, а, во-вторых, важнейшая для Урала колчеданная формация. Для последней сейчас можно считать доказанными древний, досреднедевонский, возраст минерализации и метаморфизм рудных залежей в последующие эпохи. Собрано также достаточно фактов, говорящих в пользу образования месторождений на небольшой глубине.

Третьей важной формацией являются контактово-метасоматические месторождения меди и железа, нередко с кобальтом и иногда с молибденом. Они, как правило, связаны с интрузиями небольших глубин, часто несущими признаки вулкано-плутонов. Наконец, нужно упомянуть мелкие золоторудные месторождения, приуроченные то к малым интрузиям, то к зонам разломов. Некоторые из них обнаруживают черты, сближающие их с эпитермальными золотыми месторождениями. Известны ртутные и золото-ртутные месторождения.

IV. Зона варисских гранитов (Восточно-Уральский антиклинорий)

Западная граница этой зоны проходит вдоль пояса гипербазитов, окаймляющих с востока вышеописанную зону, или вдоль края больших гранитных интрузий; восточная — по границе немого палеозоя и докембрия со среднепалеозойскими отложениями, заполняющими Восточно-Уральский синклинорий, и вдоль интрузий гипербазитов, внедрившихся по этой границе. Таким образом, в пределы данной зоны попадает почти целиком пояс варисских орогенных гранитов. Массивы, расположенные восточнее, обычно имеют гранодиоритовый состав. На Южном Урале, к востоку от главного, появляется второй антиклинорий, погружающийся на широте 52° северной широты, а на юге сливающийся с главным.

Стратиграфия и тектоническая структура осадочных свит этой зоны до сих пор остается во многом неясной. До недавнего времени осадочные породы, составляющие кровлю гранитных интрузий, целиком относили к угленосной фации нижнего карбона (C_1^h). Основанием для этого служило широкое развитие среди этих отложений черных углистых и графитовых сланцев, а также наблюдавшееся в некоторых случаях прямое налегание визейских известняков на эти немые толщи.

Впоследствии среди осадочных отложений этой зоны в Полтаво-Брединском районе были найдены фаунистически охарактеризованные отложения, датируемые тремадоком. По Н. Ф. Мамаеву, верхним чле-

ном отложений ордовика являются черные углисто-кремнистые сланцы. Выяснилось, что сходные черные сланцы выходят из-под самых нижних горизонтов верхнесилурийской вулканогенной толщи по восточному краю описанной выше вулканогенной зоны. Такие же породы появляются в брахиантиклиналях и внутри вулканогенной зоны и, наконец, по ее западной окраине в северной половине Урала, где они слагают верхние горизонты нижнего силура. С другой стороны, выяснилось, что визе в пределах описываемой зоны в ряде случаев залегает трансгрессивно на отложениях различного возраста, начиная от докембрия и до верхнего силура. Все эти обстоятельства заставляют думать, что отложения, долгое время принимавшиеся за $C_1{}^h$, в действительности имеют более древний возраст. Вероятно, в большей своей части они относятся к нижнему палеозою и более древним толщам. К такому выводу, в частности, давно пришли геологи, изучавшие Мугоджары.

На изданной карте Европейской части СССР, Урала и Кавказа масштаба 1 : 1 500 000 эти отложения показаны палеозоем, без уточнения возраста.

Также недостаточно ясна и тектоническая структура описываемой зоны. В истории развития Урала, по крайней мере со второй половины палеозоя (верхний девон—карбон), эта зона играет роль геоантиклинальной структуры. Она, очевидно, дала материал для образования полимиктовых песчаников верхнего девона и карбона прилегающих синклинальных структур. Так, в зилаирских полимиктовых песчаниках Магнитогорского синклинория имеется значительное количество биотита и тонкие пластинки гнейсов или биотитовых сланцев. Источником этого материала могли быть лишь древние плагиогнейсы описываемой зоны. Полимиктовые песчаники угленосной толщи состоят главным образом из обломков пород, тождественных с развитыми в Восточно-Уральском антиклинории. Материал этих полимиктовых песчаников, содержащих в изобилии обломки серицитовых и других сланцев, не мог быть принесен издалека.

В Мугоджарах и Орском Урале аркозовые песчаники образовались, вероятно, за счет пород Мугоджарского антиклинория.

Тектоническая структура Восточно-Уральского антиклинория сложна и недостаточно выяснена. В некоторых районах (Верхисетская и Мурзинская интрузии, Кочкарская интрузия) установлено, что как гранитные массивы, так и складки вмещающих пород опрокинуты навстречу друг другу, к срединной линии антиклинория. Так, Верхисетская интрузия имеет наклон в западную сторону, а Мурзинская — к востоку.

На всем своем протяжении от Мугоджар до Верхотурья Восточно-Уральский антиклинорий прорван многочисленными интрузиями гранитов. Среди них различаются, по крайней мере, три разновозрастных комплекса.

1. Древнейшие плагиограниты и гнейсо-граниты докембрийского возраста. Громадное развитие они имеют в Мугоджарах. Вероятно, сюда же должны быть причислены плагиогнейсы и плагиограниты Салдинской гнейсо-гранитной массы. Представляется вероятным, что плагиогнейсы ильменогорского комплекса и Сысертского массива тоже могут соответствовать этому комплексу, но они испытали сильное влияние варисской гранитной интрузии.

2. Предположительно нижнепалеозойские биотитовые микроклиновые граниты. Существование подобных интрузий устанавливается в Мугоджарах.

3. Верхнепалеозойские гранитоиды, вероятно, послесреднекарбонового возраста. Эта гранитная формация исследована лучше остальных, и, насколько известно, именно с нею связаны рудные месторождения рассматриваемой зоны.

В гранитной формации верхнего палеозоя по геологическим условиям следует различать два типа гранитных интрузий: глубинные интрузии с явлениями мигматизации и нормальные диапирплутоны.

Интрузии последнего типа формировались в несколько фаз. Наиболее древняя представлена плагиоклазовыми породами ряда гранодиорит—адамеллит—плагиогранит. Ко второй фазе нормальных равномернозернистых и порфировидных гранитов относится большая часть интрузий. Третья фаза аляскитовых и лейкократовых калиевых гранитов на Урале выражена слабо.

Описываемую зону автор выделяет как верхнепалеозойский рудный пояс. Месторождения ее связаны в основном с варисскими гранитами. Наиболее характерны золоторудные и золото-шеелитовые месторождения, связанные с плагиоклазовым рядом пород, и редкометальные, связанные с лейкократовыми и аляскитовыми калиевыми гранитами.

V. Восточно-Уральский синклинорий

Западная граница этой зоны совпадает с восточной границей предыдущей: мы ее проводим по контакту немых отложений палеозоя со среднепалеозойскими отложениями Восточно-Уральского синклинория, руководствуясь также распространением интрузий серпентинитов. Восточная граница определяется распространением сплошного покрова горизонтально лежащих мезозойских и кайнозойских отложений. Как проводить эту границу на востоке под покровом мезо-кайнозоя в палеозойских отложениях — остается неясным. Наиболее далеко на восток палеозой вскрыт по рр. Тоболу и Аяту. Здесь среди среднего палеозоя наблюдаются два антиклинала, сложенные нижнепалеозойскими и протерозойскими(?) породами.

По тектоническому строению эта зона представляет на большем своем протяжении синклинорий довольно сложного строения, заполненный отложениями среднего и частью верхнего палеозоя. Разрез верхнесилурийских и девонских отложений здесь в основных чертах сходен со стратиграфическим разрезом западного синклинория, но мощность отложений среднего палеозоя меньше и разрез их не всегда полон. В нижнем карбоне начинается более интенсивное прогибание этой зоны, и она заполняется полимиктовыми обломочными угленосными отложениями. Судя по их составу, одним из важнейших источников питания был Восточно-Уральский антиклинорий, а не лежавшая где-то далеко на востоке суша. Материал этот выносился короткими потоками. На севере, в районе Сухой лог—Алапаевск, заметное развитие имеют нижнекарбоновые основные эффузивы.

В течение фаменского века и нижнего карбона вулканические явления дают здесь «нормальный цикл» от диабазов в фамене и турне через андезиты до альбитофиров в намюрском веке. Этот эффузивный комплекс резко отличается от магнитогорского. Подобные андезитовые и андезито-базальтовые комплексы, очевидно, характерны для активных зон прогиба.

В конце нижнего карбона в описываемой зоне интрудировали гипербазиты, сопровождаемые габбро, диоритами и иногда более кислыми породами. Эти интрузии во многих пунктах прорывают верхнедевонские и карбоновые отложения, вплоть до верхневизейских известняков. Гальки серпентинитов встречаются в среднекарбоновых конгломератах, что определяет возраст серпентинитовых интрузий как намюрский или верхневизейский. Интрузии гипербазитов, как и в Западной вулканогенной зоне, часто располагаются по краям синклинория, нередко залегая вдоль контакта между средним палеозоем и карбоном, с одной стороны, и древними метаморфическими толщами — с другой. Наряду с гипербазитами развиты габбро, а также интрузивные диабазы. Кислые интру-

зии имеют незначительное развитие. Интересно, что среди них преобладают плагиограниты и гранодиориты.

Металлогения Восточно-Уральского синклинория недостаточно ярко выражена и сравнительно мало исследована. Повидимому, она во многих отношениях близка к металлогении Западной вулканогенной зоны. Здесь известны месторождения хромита, связанные с гипербазитами, контактово-метасоматические месторождения железа, мелкие жильные месторождения меди и свинца и золоторудные месторождения, сопровождаемые полиметаллическими жилами. Наиболее интересным является Джетыгаринский рудный узел.

VI. Восточное Зауралье

Западная граница этой зоны определяется налеганием сплошного покрова мезозойских, третичных и четвертичных отложений на палеозой. Местами, например на севере в Ивдельском и Серовском районах или в районе Челябинска, эта граница видимо определяется молодыми тектоническими движениями, молодыми опусканиями Зауральской равнины. В этом случае граница между палеозоем, с одной стороны, и мезозойскими и третичными отложениями — с другой, проста и прямолинейна на большом протяжении. В других случаях граница очень извилиста и третичные отложения лежат отдельными неправильными пятнами на водоразделах.

В пределах этой зоны известны лишь осадочные рудные месторождения. Среди них железорудные месторождения мелового и третичного возраста приобретают большое значение. На Северном Урале определился обширный марганцевый район нижнетретичного возраста.

ГЛАВА 2. КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА УРАЛА

КРАТКАЯ СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Стратиграфические разрезы палеозоя восточного и западного склонов Урала радикально отличаются друг от друга. По сравнению с этим, различия между отдельными выделенными выше зонами и их частями являются второстепенными.

Докембрий

Распространение докембрия. Районами распространения древнейших отложений на Урале являются Мугоджары и некоторые другие части Восточно-Уральского антиклинория, зона Урал-Тау и Башкирское поднятие. Вопрос о верхней границе докембрия на Урале решается различными геологами по-разному, поскольку надежно охарактеризованные палеонтологически отложения кембрия встречены, собственно говоря, только на западном склоне Урала, в бассейне р. Сакмары и вне ясной связи со стратиграфическим разрезом нижнего палеозоя и докембрия.

Стратиграфия древних свит и их параллелизация складываются лишь в последние десятилетия, и многое здесь остается спорным.

Не входя здесь совершенно в обсуждение спорных вопросов о границе докембрия, автор в основном принимает то толкование, которое дано на последней геологической карте Европейской части СССР, Урала и Кавказа.

Сейчас на Урале могут быть намечены следующие районы развития докембрия:

1. Зона Урал-Тау (на Полярном и Южном Урале).
2. Башкирское поднятие.
3. Восточно-Уральский антиклинорий — Мугоджары, Салдинский гнейсовый массив, возможно также плагиогнейсы ильменского комплекса.

Зона Урал-Тау. На Южном Урале в зоне Урал-Тау Д. Г. Ожиганов докембрийские образования делит на два комплекса: нижний, максютовский (архей — нижний протерозой), и верхний, суванякский (верхний протерозой — эокембрий). Максютовский комплекс сложен глаукофановыми, слюдисто-глаукофановыми, кварцево-мусковитовыми и зелеными сланцами и кварцитами в нижней части, слюдисто-кварцевыми и графито-слюдяными сланцами с подчиненными им пачками мусковитовых, кварцитовых сланцев и слюдистых кварцитов — в средней части разреза и мусковитовыми, хлорито-мусковитовыми и хлорито-мусковито-полевошпатовыми сланцами — в верхней. Для всего разреза характерно присутствие разнообразных зеленых сланцев и массивных зеленокаменных пород, продуктов метаморфизма диабазов, спилитов, порфиритов и их туфов, значение которых особенно велико в средней и в верхней частях разреза. Мощность докембрийских образований максютовского комплекса определяется в 3650—3900 *м*.

Суванякский комплекс сложен преимущественно кварцево-хлорито-серицитовыми, хлорито-серицитовыми, хлорито-слюдисто-кварцитовыми сланцами и слюдистыми кварцитами. В некоторых свитах присутствуют хлорито-полевошпатовые, эпидото-слюдисто-полевошпатовые сланцы и метаморфизованные конгломераты. Зеленые сланцы имеют незначительное распространение, количество графито-мусковитовых уменьшается, гранат и глаукофан, типоморфные минералы максютовского комплекса почти не встречаются, зато возрастает роль хлорита и серицита. В верхних свитах комплекса есть метаморфизованные конгломераты, часть галек которых состоит из уже метаморфизованных пород максютовского комплекса. Мощность пород суванякского комплекса 3150—3800 *м*.

К северу от башкирской части Урала, в районе Златоустовского Урала и далее на север до Уфалея, протерозойские толщи значительно сильнее метаморфизованы залегающими среди них гнейсо-гранитами и инъекционными гнейсами Златоустовского и Уфалейского массивов. Уфалейский массив с востока окружен кварцево-слюдяными и слюдяно-гранатовыми сланцами, гальки которых обнаружены в конгломератах в основании верхнесилурийской вулканогенной толщи, что доказывает древний возраст метаморфизма. Сам гранито-гнейсовый массив, как указывает Т. П. Скабичевский (1940 г.), на значительных участках сложен гранито-гнейсами, переслаивающимися с амфиболитами, слюдяными сланцами, кварцитами и пластовыми интрузиями гранитов.

На Приполярном Урале, в Ляпинском крае, между 63° и 65°20′ с. ш. докембрий выходит в антиклиналях среди нижнепалеозойских пород. К докембрию здесь предположительно относят шатмагинскую свиту сильно метаморфизованных и дислоцированных пород (кремнисто-слюдяных сланцев с углистым веществом, гранато-кварцево-слюдяных биотитовых сланцев и амфиболитов, местами сохранивших следы бластофитовой структуры, а также кварцево-хлорито-слюдяных сланцев и кварцитов), стратиграфическое расчленение которых провести не удалось. Для всей свиты характерны сильный метаморфизм, развитие порфиробластов граната и биотита. Гальки уже метаморфизованных пород, аналогичных породам шатмагинской свиты, встречены в конгломератах вышележащих нижнепалеозойских толщ. Шатмагинская свита пронизана интрузиями габброидов и гнейсифицированных гранитов, продукты размыва которых встречаются в вышележащей нижнекембрийской свите. Нижняя граница свиты не установлена, верхняя определяется несогласным залеганием на ней слюдистых кембрийских кварцитов.

На Полярном Урале между Рай-Изом и Константиновым камнем, повидимому, докембрийские свиты, в принятом автором понимании, не выходят.

Важнейшие стратиграфические разрезы докембрия зоны Урал-Тау приводятся в табл. 1.

Башкирское поднятие. Стратиграфия древних толщ Башкирского поднятия разработана наиболее подробно, но в вопросе об их возрасте существуют большие разногласия. По одному толкованию, принятому на последней геологической карте Урала, к протерозою относятся все свиты, лежащие ниже зильмердакской. Эта точка зрения защищается К. А. Львовым и А. И. Олли и была принята на всех обзорных картах Урала, начиная с 1939 г. По другому толкованию (М. О. Гарань) к протерозою относятся все свиты ниже ашинской. По третьему — и ашинская свита является протерозойской. Во всяком случае, на р. Белой были сделаны находки несомненной нижнесилурийской фауны в толще песчаников, отождествляемых с ашинской свитой. Автор принимает первое толкование, не касаясь здесь его подробного обоснования, тем более что никто не приводит в подтверждение своей точки зрения бесспорно доказательных доводов. С точки зрения автора, принимая во внимание геологическую историю Урала как древнего орогена, заложенного уже в протерозое, непонятно выпадение всего кембрия, вытекающее из двух последних точек зрения.

Докембрийские толщи Башкирского поднятия, за исключением тараташской свиты, по сравнению с докембрием зоны Урал-Тау и Восточно-Уральского антиклинория слабо или совсем не метаморфизованы. Точно так же изверженные породы в них, за исключением самых древних свит, слабо развиты, а большей частью отсутствуют. Разрез докембрийских толщ Башкирского поднятия (по М. И. Гараню) приводится ниже.

1. Авзянская свита

Узунская толща. Глинисто-серицито-кварцевые и глауконито-кварцевые сланцы и алевролиты	200 *м*
Доломитовая толща. Доломиты с прослоями кремния и с водорослями *Collenia*	200—250 „
Богушинская толща. Кварцевые и аркозовые песчаники, переслаивающиеся с песчано-глинистыми и углисто-глинистыми сланцами и алевролитами	150—220 „
Кукшинская толща. Кварцитовидные песчаники, переслаивающиеся с глинистыми и песчано-глинистыми сланцами	200 „
Бахтиарская толща. Доломиты и доломитовые известняки, переслаивающиеся с хлорито-серицитовыми и углисто-глинистыми сланцами. С доломитами связаны месторождения магнезита Катав-Ивановского района	300 „
Общая мощность свиты	1050—1170 „

2. Зигазино-комаровская свита

Первухинская толща. Глинисто-серицито-кварцевые сланцы, кварциты и аркозовые песчаники. Многочисленные месторождения бурых железняков	300 „
Верхнебуланские толщи. Хлорито-серицито-кварцевые и углисто-серицито-глинистые сланцы, переслаивающиеся с кварцитовидными песчаниками. Небольшие прослои сидерита	350 „
Общая мощность свиты	650 „

3. Зигальгинская свита

Кварциты и песчаники, местами переслаивающиеся с углисто-серицито-глинистыми сланцами. В основании маломощные (3—4 *м*) конгломераты с кварцевой и кальцитовой галькой. Перерыв и угловое несогласие	250—300 „

4. Бакальская свита

Верхняя толща (разделена на 6 горизонтов): серицито-кварцевые и серицито-глинистые сланцы с прослоями песчаников.

Известняки и доломиты с *Conophyton cylindricus* с прослоями глинистых и известково-глинистых сланцев. Карбонатным породам подчинены бурые железняки горы Буландихи.

Кварцево-серицито-глинистые и известково-глинистые сланцы с прослоями известняков и доломитовых известняков.

Доломиты и доломитовые известняки, переслаивающиеся с филлитовидными сланцами. С доломитами связаны месторождения сидерита и бурого железняка горы Иркустан и месторождения им. ОГПУ и кристаллические магнезиты Бакала.

Таблица 1

Важнейшие стратиграфические разрезы докембрия зоны Урал-Тау

Южный Урал (по Д. Г. Ожиганову)	Чкаловская обл. до р. Урала (по Г. И. Кириченко)	Орь-Иленский водораздел (по Г. И. Водорезову)	Район Златоустовского Урала (по Б. С. Коптеву-Дворникову)	Приполярный Урал
Суванякский комплекс 1. Ушукарвянская свита. Хлорито-слюдяно-кварцитовые сланцы с подчиненными пачками слюдистых кварцитов и метаморфических конгломератов. В верхних горизонтах прослои известняков. Мощность 800—1 000 *м* 2. Мазаринская свита. Гнейсовидные эпидото-хлорито-полевошпато-кварцитовые сланцы, слюдистые кварциты и метаморфизованные конгломераты с галькой пород курташской свиты и максютовского комплекса. Мощность 900—1 000 *м*. 3. Серая свита. Серые графито-хлорито-слюдисто-кварцитовые сланцы с подчиненными пачками графитовых кварцитов. Мощность 250—500 *м* 4. Курташская свита. Слюдистые кварциты, хлорито-слюдяно-кварцевые сланцы и хлорито-слюдяные сланцы. Мощность 1 200—1 300 *м*	Свита серицитовых и серицито-хлоритовых сланцев вверху и зеленых альбито-хлоритовых и альбито-актинолитовых сланцев внизу. Общая мощность около 5000 *м*[1]	Свита альбито-серицитовых сланцев и метадиоритов Свита альбито-хлорито-кварцевых сланцев и гнейсифицированных амфиболитов[2]	1. Уренигская свита. Гнейсовидные сланцы, кварциты, слюдистые кварциты, слюдисто-ставролито-гранатовые сланцы, слюдяно-гранатовые сланцы 2. Шайтаганская свита. Слюдяные кварциты и гнейсовидные сланцы 3. Уральская свита. Ставролито-гранато-слюдяные, слюдяно-кварцитовые сланцы и кварциты 4. Карбонатная свита. Слюдяные, силлиманито-слюдяные с гранатом, ставролитом и изредка с графитом сланцы. Прослои мраморов[3]	1. Шатмагинская свита. Темные кремнисто-слюдяные сланцы и амфиболиты, местами сохранившие следы бластоофитовой структуры. Есть кварцево-хлорито-слюдяные сланцы и кварциты. Характерны сильный метаморфизм, развитие порфиробластов граната и биотита. Свита не расчленена. Нижняя граница не установлена; верхняя — определяется несогласным налеганием слюдистых кварцитов кембрия. Видимая мощность 2 000 *м*
Максютовский комплекс 1. Ишимбетовская свита. Слюдисто-кварцевые и графито-слюдистые сланцы с подчиненными пачками мусковитовых, кварцитовых сланцев и слюдистых кварцитов, разнообразных зеленых сланцев и зеленокаменных пород, образованных за счет диабазов, спилитов и др. Местами встречаются мраморизованные известняки, тальковые и тальково-хлоритовые сланцы. Мощность 2 300—2 500 *м*. 2. Яманская свита. Глаукофановые сланцы с альбитом, эпидотом и прослоями зеленокаменных пород в нижней части и слюдисто-глаукофановые сланцы с кварцитами и зелеными сланцами в верхней части. Мощность 1 350—1 400 *м*.	1. Слюдяные, кварцито-слюдяные сланцы и слюдистые кварциты, графитовые сланцы и кварциты, зеленые сланцы. Тальковые, тальково-хлоритовые и актинолитовые сланцы с линзами черного известняка 2. Гранато-глаукофановые сланцы Общая мощность 2 000—4 000 *м*	1. Свита кварцитов и графито-кварцевых сланцев 2. Свита габброидов 3. Свита роговообманковых сланцев и амфиболитов 4. Свита хлорито-гранатовых и других кристаллических сланцев		

[1] Д. Г. Ожиганов относит к докембрию также две вышележащие свиты: каялинскую, существенно вулканогенную, и катралинскую, внизу сложенную конгломератами и полимиктовыми измененными песчаниками, а вверху — серицитовыми сланцами. Находка в этой свите роговых брахиопод *Acrothyra* исключает возможность принадлежности ее к докембрию.

[2] Выше лежит свита измененных порфиров, альбитофиров и их туфов, превращенных в зеленые сланцы. Эта свита соответствует каялинской свите Чкаловской области и, судя по имеющимся данным, не может быть моложе среднего кембрия.

[3] Д. Г. Ожиганов сопоставляет карбонатную свиту с ишимбетовской, уральскую — с уткальской, шайтаганскую — с курташской, уренигскую — с мазаринской и ушукарвянской. Однако такое сопоставление мало убедительно.

Кварцевые серицитизированные песчаники, переслаивающиеся с кварцево-серицито-глинистыми и углисто-серицито-глинистыми сланцами.
Серые известняки с *Osagia vesicula* Vol.
Мощность верхней толщи . . . . . 800—920 „

Нижняя толща. Хлорито-серицито-кварцевые, серицитовые и кварцево-глинистые сланцы, замещаемые на востоке серицитизированными песчаниками с прослоями филлитов. Мощность нижней толщи . . . 400 „
Общая мощность свиты . . . . . 1200—1320 „

5. Саткинская свита

Верхнесаткинская толща. Доломиты, переходящие кверху в известняки с прослоями мергелистых сланцев незначительной мощности. Месторождения магнезита Саткинского района . . . . . 300—350 „

Нижнесаткинская толща. Мергелистые сланцы, переслаивающиеся с доломитовыми мергелями, мергелистыми песчаниками, доломитами и углисто-глинистыми сланцами. Ниже — чистые, песчанистые и глинистые доломиты . . . . . 300 „

Половинкинская толща. Серицито-кварцево-глинистые и серицито-углисто-глинистые сланцы с прослоями мергелистых доломитов . . . 200—250 „

Верхне- и нижнекусинские толщи. Нормальные и кремнистые доломиты с выделениями кремня. Серые доломиты, мергелистые доломиты, мергелистые и филлитовидные сланцы. В доломитах фауна *Collenia* около 600 „
Общая мощность свиты . . . . . 1400—1500 „

6. Айская свита

Сунгурская толща. Кварцево-серицито-глинистые и углисто-серицито-глинистые филлиты и сланцы . . . . . около 300 „

Кисеганская толща. Кварцевые и аркозовые рассланцованные песчаники, переслаивающиеся с кварцево-серицито-глинистыми филлитами с прослоями в них полимиктовых конгломератов. Мощность толщи . . 650—700 „

Липовская толща. Крупногалечные конгломераты, выклинивающиеся на восток и переслаивающиеся с кварцитовидными аркозовыми песчаниками. В конгломератах галька кварца, кварцита, аркозового песчаника, железистого кварцита, тонкослоистого полосчатого джеспилита 400 „

Невышенская толща. Туфогенные полимиктовые песчаники, мелкогалечные конгломераты и конгломерат-брекчии, переслаивающиеся в верхней части с эффузивными диабазами, спилитами, диабазовыми порфиритами и их туфами. Мощность . . . . . 180—300 „
Общая мощность свиты . . . . . 1530—1700 „
Большой перерыв и угловое несогласие.

7. Тараташская свита

Верхняя толща. Очковые гнейсы и филлито-гнейсы . . . . . около 300 „

Нижняя толща. Гнейсы биотитовые, гранато-биотитовые, гранато-силлиманито-биотитовые с подчиненными им слюдистыми кварцитами, слюдяно-кварцитовыми сланцами, железистыми кварцитами и джеспилитами . . . . . более 500 „
Общая мощность свиты . . . . . более 800 „

Восточно-Уральский антиклинорий. Древнейшие метаморфические толщи Мугоджар, заведомо более древние, чем ордовик, на основании различия в степени метаморфизма подразделяются на архей и протерозой. Архей в этом понимании в значительной степени представлен гнейсами и кристаллическими сланцами, прорванными гранитными интрузиями. По первичному составу и возрастной последовательности пород он напоминает тараташскую и айскую свиты Башкирского поднятия.

Глубоко метаморфизованные толщи, относимые в Мугоджарах к архею, не поддаются точному стратиграфическому разделению. В схеме по Г. И. Водорезову они представлены в следующем виде (сверху вниз):

1. Кварцевые, слюдяно-кварцевые сланцы и кварциты.
2. Порфировидные и очковые гнейсы и лептиты.
3. Розовые слюдистые гранито-гнейсы и слюдяные сланцы с кианитом.
4. Серые биотитовые и биотито-роговообманковые плагиогнейсы с подчиненными амфиболитами и гранатовыми сланцами со ставролитом.

Общая мощность архея весьма значительна. Он насыщен интрузиями гранито-гнейсов, гнейсо-аплитов, гнейсо-диоритов и габбро-амфиболитов. Многие из этих интрузий являются, вероятно, допалеозойскими и прорываются нижнепалеозойскими и варисскими гранитами.

К протерозою в Мугоджарах условно относят слюдистые кварциты, метаморфические серицито-хлорито-кварцевые и амфиболовые сланцы и графитовые кварциты, залегающие, повидимому, несогласно на гнейсо-гранитах. Мощность их 1500 *м*. Вероятно, что к докембрийским образованиям относятся плагиогнейсы с гранатом в районе Ильменских гор и Сысертского гранитного массива, подвергшиеся дополнительному метаморфизму и мигматизации под влиянием варисских гранитов. К докембрию относятся, вероятно, также плагиогнейсы и плагиоклазовые гнейсо-граниты Салдинского района.

Кембрий

Надежно охарактеризованные отложения среднего кембрия известны только по западному склону Южного Урала, в Сакмарско-Зилаирской зоне. Здесь они представлены археоциатовыми известняками с обильной фауной. Однако все выходы известняков находятся либо в тектоническом контакте с окружающими породами, либо залегают в виде ксенолитов среди серпентинитов и диабазов. В той же зоне, в районе с. Хабарного и у южного погружения зоны Урал-Тау, к кембрию, предположительно, автор относит существенно вулканогенную каялинскую свиту. Она сложена рассланцованными и филлитизированными эффузивами и туфами, среди которых опознаются спилиты, альбитофиры, порфириты и их туфы и туффиты. Наконец, к кембрию на Южном Урале, вероятно, следует отнести катралинскую свиту. В основании она сложена конгломератами с галькой пород верхов филлитовой свиты и каялинской свиты и полимиктовыми граувакковыми песчаниками с обломками того же состава. Верхняя часть свиты сложена филлитизированными зелеными глинистыми сланцами. В катралинской свите встречены лишь ближе не определимые остатки *Obolus* sp., что определяет ее нижнепалеозойский возраст. Покрывается свита песчаниками тремадока.

В области Башкирского поднятия к кембрию предположительно относят свиты от зильмердакской до миньярской. Такой взгляд сейчас многими отвергается в пользу докембрийского возраста этих свит. Высказывается также мнение, что возраст этих свит докембрийский, но послепротерозойский.

Разрезы пород кембрия приводятся в табл. 2.

Таблица 2

Разрезы кембрийских отложений

Башкирское поднятие	Ляпинский край (по К. А. Львову)
1. Миньярская свита. Доломиты и доломитовые известняки, местами обломочные и оолитовые с водорослями *Collenia buriatica* Masl., *Osagia* sp., *Epiphyton* sp., *Anomas* sp. Были также указания на находки археоциат и обломков роговых брахиопод. Мощность 50—150 *м*	1. Маньинская свита. Зеленые туфы и вулканогенные и пестрые филлитовые сланцы, слюдяно-хлорито-известковистые породы и доломиты, измененные основные и кислые эффузивы. Состав свиты очень изменчивый в связи с замещением первично-осадочных пород вулканогенными и зависит от примеси пирокластического материала в первых. Есть основания думать, что к этой толще приурочены кремнистые породы с фосфатами, напоминающие аналогичные кембрийские отложения Кара-Тау. Обломки и песчинки их нередки в полимиктовых песчаниках тремадока. В карбонатных породах встречены *Collenia, Connophyton, Osagia* cf. *sibirica* Masl., *Renalcis, Epiphyton fasciculatum* Champ., *Razumovskya*. В известковистых филлито-глинистых сланцах найдены остатки роговых брахиопод, относящихся к *Obolidae*. Мощность свиты от 800—1 000 до 2000 *м* при значительном развитии эффузивов
2. Инзерская свита. Песчаники, глинистые и глинисто-песчаниковые сланцы. Мощность около 200 *м*	2. Хобеинская свита. Аркозовые кварцито-песчаники, метаморфизованные граувакки, альбито-слюдисто-хлорито-кварцевые (первично песчанистые) и хлорито-слюдяные сланцы. В основании свиты местами аркозовые гравийные конгломераты с материалом гранитов и иногда покровы фельзит-порфира. Верхняя граница нечеткая. Мощность 800—1 200 *м* Размыв и, возможно, угловое несогласие
3. Катавская свита. Известняки и мергели с водорослями *Collenia compacta* Wasl., *C buriatica* Masl., *Connophyton letuus* Masl. Мощность 400 *м*	3. Щокурьинская свита. Мраморы, мраморизованные известняки, известковистые кварцево-хлорито-слюдистые и кальцито-кварцево-эпидотовые сланцы. Встречаются сильно измененные диабазы и порфириты. Часть сланцев, вероятно, имеет туфогенную природу. В известняках *Collenia* sp. и *C.* cf. *buriatica* Masl. Мощность 250—400 *м*
4. Зильмердакская свита. Глинистые серицитизированные песчаники, переслаивающиеся с песчано-глинистыми сланцами. Мощность 300—350 *м* Кварциты и кварцитовидные песчаники. Мощность 300—350 *м*	4. Пуйская свита. Филлитовые и кварцево-слюдяные сланцы с пачками известковистых филлитов и слюдистых мраморов. Местами (особенно на восточном склоне) появляются зеленые метаморфические сланцы, возникшие, вероятно, из туфогенных пород. Мощность 350—500 *м*
Глинистые и песчано-глинистые сланцы, вверху переслаивающиеся с кварцитами. Мощность 250—300 *м*. Аркозовые (с калишпатом) песчаники и конгломераты. Мощность 200—250 *м* В основании свиты перерыв и угловое несогласие	5. Ошская свита. Слюдисто-кварцитовые сланцы, слюдистые кварциты и конгломераты. В основании нередко гравийные конгломераты с материалом гранитов, реже кварцитов и жильного кварца в слюдисто-кварцево-полевошпатовом цементе. Кварциты слюдистые и аркозовые. Мощность 300—400 *м*

Приведенный в табл. 2 комплекс кембрийских отложений Ляпинского края сверху и снизу ограничен поверхностями крупных стратиграфических несогласий. В средних и верхних горизонтах содержится фауна, известная из среднекембрийских отложений Сибири и Урала. Щокурьинская свита на рр. Манье и Щокурье прорвана гнейсифицированными плагиоклазовыми гранитами и кварцевыми диоритами, не проникающими в более молодые отложения. Хобеинская свита прорывается порфировидными микроклин-пертитовыми и микропегматитовыми гранитами, а местами пронизана дайкообразными телами амфиболитов или измененных габбро-диабазов и диабазов. В маньинской свите вулканогенные породы приурочены к верхним горизонтам, где они ассоциируют с толщами сланцев, содержащих прослои и пачки карбонатных пород, главным образом доломитов. Основные эффузивы, метаморфизованные порфириты, спилиты и диабазы составляют обычно нижнюю часть вулканогенной толщи, а кислые — фельзитовые и кварцевые порфиры и кварцевые альбитофиры — ее верхнюю часть. Те и другие сопровождаются туфами и туфобрекчиями. С вулканогенными фациями связано широкое развитие гипабиссальных интрузий кварцевых порфиров, аплитов, диабазов, диоритовых порфиритов, габбро-диабазов и др. Фации пестрых филлитовых и зеленых вулканогенных сланцев замещают друг друга как в направлении с запада на восток, так и по простиранию. Среди интрузивных пород в маньинской свите развиты диабазы, диорит-порфириты, диориты и кварцевые диориты и крупные интрузии микроклин-пертитовых и микропегматитовых гранитов. Характерны калиевые аляскиты.

Зеленые альбито-хлоритовые, слоистые кварцево-хлоритовые сланцы и рассланцованные порфириты и их туфы, вверху переслаивающиеся с кварцитами, слагают самые нижние горизонты метаморфической толщи также на Полярном Урале. Они подстилают там песчаники, которые, очевидно, следует параллелизовать с тремадокскими песчаниками Ляпинского края. Сходная свита глинистых туффитов, переходящих в туфы порфиритов и чередующихся с конгломератами с галькой глинистых сланцев, известняков, порфиритов, диабазов, кварцитов и гранитов, подстилает нижние горизонты ордовика также на Пай-Хое. В верхних горизонтах этой свиты появляются прослои кварцитовидных песчаников, залегающих среди зеленых туфов.

Ордовик (нижний силур)

Нижнесилурийские отложения западного склона Урала повсеместно начинаются полимиктовыми песчаниками, часто залегающими с явным несогласием на более древних толщах. Эти нижние слои в ряде случаев охарактеризованы фауной тремадока. Выше следует сланцевая толща, содержащая фауну середины ордовика. В более восточных разрезах в этих горизонтах нередко развиты основные и кислые эффузивы. Нижнесилурийский разрез заканчивается карбонатными или эффузивными породами, или, местами, кремнистыми. Среди эффузивов, в частности, характерны трахитовые порфиры. В конце ордовика происходят складчатые движения и интрузии небольших масс калиевых гранитов (интрузия Троицкого рудника, вероятно также граниты в верховьях р. Вишеры, восточная зона гранитов Ляпинского края и Полярного Урала). Отметим определенное сходство разрезов ордовика долины Сакмары и Зилаирской зоны с разрезами района Нязепетровска, Нижних Серег и Первоуральска в противоположность разрезам ордовика Башкирского поднятия.

Фаунистически установленные отложения ордовика на восточном склоне Урала известны лишь в Полтаво-Брединском районе, где фауна низов ордовика найдена в песчаниках, сходных с тремадокскими песчаниками западного склона. Однако есть основания считать, что палеозойские отложения неопределенного возраста, которыми на большом протя-

жении сложен Восточно-Уральский антиклинорий, в значительной части относятся к ордовику.

П. Ф. Мамаев к верхним горизонтам ордовика относит углистые кварцитовидные породы, возникшие из кремнистых сланцев и яшм. Они сходны с такими же породами верхов хыдейской свиты восточного склона Ляпинского края. Подобные же темные кремнистые породы в брахиантиклиналях в Западной вулканогенной зоне выходят из-под эффузивов верхнего силура. Они же и углистые филлиты обычно примыкают с востока к верхнесилурийским эффузивам Западной вулканогенной зоны и уходят под них.

Разрезы нижнесилурийских отложений Урала приводятся в табл. 3.

Верхний силур

Таконская складчатость положила резкий раздел между нижним и верхним силуром. Однако, может быть, эта граница разных фаций проходит несколько ниже, еще внутри карадокского яруса. Налегание верхнего силура на нижний или на более древние толщи с очень резким угловым несогласием наблюдалось в некоторых районах, примыкающих к Урал-Тау. По мере удаления от последнего несогласие становится менее заметным и, может быть, даже иногда здесь отложения нижнего силура постепенно сменяются верхнесилурийскими. Есть основания считать, что в начале верхнего силура зона Урал-Тау местами поднималась среди моря в виде альпийского хребта, представляющего собой цепь островов. Так, А. А. Кухаренко доказывает, что самые нижние горизонты верхнего силура на западном склоне, на широте Кусье-Александровска, представляют собой тиллиты, область питания которых находилась в зоне Урал-Тау.

Разрезы верхнесилурийских отложений Урала приводятся в табл. 4, 5 и 6.

Девон

Мы рассмотрим раздельно девонские отложения следующих областей: 1) западного склона Урала; 2) западного склона Мугоджар, Сакмарской и Зилаирской зон; 3) Западной вулканогенной зоны; 4) Восточной вулканогенно-осадочной зоны.

Нижний девон

Западный склон Урала. Вдоль западной окраины Башкирского поднятия нижний девон отсутствует. Севернее, в верховьях р. Уфы, в районе Нязепетровска и Нижних Серег, т. е. в том районе, где верхний силур обнаруживает сходство с отложениями Сакмарской и Зилаирской зон и восточного склона Урала, нижний девон в западных разрезах представлен известняками мощностью 300—400 *м* с характерной фауной. По типу они напоминают нижнедевонские известняки восточного склона. В восточном, вулканогенном разрезе района Нязепетровска нижний девон представлен песчано-сланцевой толщей.

Между широтой Свердловска и Полюдовым камнем (где происходит смыкание Урала с Тиманом) к нижнему девону относят мощную (800—1000 *м*) толщу зеленых и серых песчаников и глинистых сланцев. Они представляют собой прибрежные и частью наземные отложения. В нижней ее половине в районе Кусье-Александровска найдены покровы щелочных базальтоидов. Нижнедевонский возраст этой толщи сейчас оспаривается.

К северу от Полюдова камня, в пределах листа P-40 к жединскому ярусу относят глинисто-филлитовые сланцы с прослоями известняка с *Karpinskia fedorovi* Tschern. и песчаники; верхняя часть, мощно-

Разрезы нижнесилурийских отложений

Таблица 3

Район Нижних Серег и Нязепетровска	Полярный Урал	Район от 58° с. ш. до Полюдова камня (по А. Н. Иванову)	Ляпинский край (по К. А. Львову)	Пай-Хой	Долина р. Сакмары	Полтаво-Брединский район (восточный склон Урала)
Свита малиновых и бурых глинистых сланцев с прослоями кварцитовидных песчаников и туфов с дайками и пластовыми залежами диабазов, содержащая фауну нижнесилурийских кораллов *Syringophyllum organum* Goldf и др.	Мощная толща филлитовых сланцев, местами чередующихся с песчаниками. В верхних горизонтах развиты кремнистые сланцы, прослои известняков, основные вулканогенные породы	Известняки карадока. Серые известковистые песчаники с фауной. Плотные известняки с фауной американского типа. Пятнистые доломиты с редкой фауной. Мергели с фауной карадока. Переслаивание филлитов и мраморов. Мощность свиты 500—600 *м* Толща филлитов, в низах более песчанистых. Местами в верхних горизонтах прослои мраморизованных известняков с *Collenia* sp., *Paleofavosites* sp. и др. Мощность 300—500 *м*	Шугорская свита. Мраморы, известняки и серицито-известковые сланцы. Обильная фауна карадокского возраста. Мощность 1 200—1 300 *м*. Хыдейская свита. Филлитовые известково-глинистые сланцы. В нижней толще свиты обнаружена фауна тремадока (*Angarella* cf. *lopatini* Assat., *Billingsella lermontovae* Lesn., *Finkelburgia* sp.). Верхняя толща кремнисто-глинистых, серицито-известково-глинистых и углисто-глинистых сланцев с прослоями известняков содержит фауну среднего подотдела ордовика (*Dianulites* sp., *Stigmantella* sp., *Siphonotretas* sp.) Мощность 800—1900 *м*	Свита метаморфических филлитовых сланцев различного состава с подчиненными песчаниками, порфиритами и известняками Свита красно-серых кварцитовидных песчаников суммарной мощностью 2 600 *м*	Кураганская и губерлинская свиты. Красные и зеленые туфогенно-глинистые кураганские сланцы с прослоями известняков с фауной средних горизонтов ордовика. В восточных районах осадочные породы целиком или только в верхних горизонтах замещаются толщей альбитофиров, их туфов и туффитов. Местами, например, в Северных Мугоджарах, в этих горизонтах преобладают основные эффузивы. Мощность около 1 000 *м*	Туфогенные песчаники и сланцы, зеленовато-серые, тонкослоистые с прослоями темно-серых и коричневых филлитов. Мощность 600—700 *м*

Продолжение табл. 3

Район Нижних Серег и Нязепетровска	Полярный Урал	Район от 58° с. ш. до Полюдова камня (по А. Н. Иванову)	Ляпинский край (по К. А. Львову)	Пай-Хой	Долина р. Сакмара	Полтаво-Брединский район (восточный склон Урала)
	Красные и малиновые кварцитовидные песчаники, чередующиеся с хлорито-серицитовыми глинистыми и туфогенными сланцами, местами с прослоями туфов диабазов и рассланцованных порфиритов. Мощность до 1 000 *м*	Слюдистые кварциты с конгломератами в верхних слоях (тремадок). Мощность более 1 000 *м*	Тельпосская свита. Метаморфизованные полимиктовые и кварцевые песчаники (кварциты) с подчиненными прослоями филлитов и эффузивов. С запада на восток песчаниковые породы замещаются тонкозернистыми сланцами и мощность их уменьшается, одновременно резко усиливается метаморфизм. Верхняя часть свиты здесь обычно состоит из зеленых вулканогенных и туфогенных сланцев, переслаивающихся с филлитами и слюдисто-альбито-кварцитовыми сланцами. На западе в основании свиты толща полимиктовых конгломератов. Свита содержит бедную фауну *Angarella* sp. Мощность от 500 до 2 000 *м*		Кидрясовская свита. Толща полимиктовых слюдисто-аркозовых песчаников с богатой фауной тремадока. Мощность около 200 *м*	Кварцевые и кварцитовидные песчаники светло-серого и малинового цвета с фауной тремадока. Мощность не менее 150 *м*

Таблица 4

Разрезы верхнесилурийских отложений (западный склон Урала и Пай-Хой)

Ярусы	Разрез между 57 и 60° с. ш.	Бассейн р. Илыч	Бассейн р. Шугора	Пай-Хой Юго-западная зона	Пай Хой Северо-восточная (внутренняя) зона
Лудлоу	Светлосерые известняки. Серые и желто-серые доломиты с фауной нижнего и верхнего лудлоу. Мощность 300 *м*	Светлосерые известняки с фауной лудлоу	Тонкослоистые известняки, переходящие в известковистые и глинистые сланцы с фауной лудлоу. Мощность 100 *м*	Глинистые, серицито-глинистые и другие сланцы. Мощность 80 *м*	Черные и темные кремнистые, кремнисто-глинистые и серицитовые сланцы с прослоями известняков. Углисто-глинистые сланцы и известняки с прослоями сланцев. Фауна нижнего лудлоу. Мощность 80 *м*
Уинлок	Глинисто-филлитовые сланцы, тонкослоистые черные сл нцы, зеленоватые и голубоватые полосчатые или красные сланцы. Фауна уинлока. Мощность до 800 *м*	Углисто-известковистые и серицито-известковистые сланцы	Грязносерые известняки, переслаивающиеся с углистыми сланцами. Мощность около 90 *м*. Слоистые немые известняки и доломиты. Мощность около 250 *м*. Общая мощность около 340 *м*	Известняки, глинистые сланцы, серицито-глинистые сланцы, углистые известняки. Мощность 200 *м*	Черные углисто-глинистые сланцы с редкими прослоями известняков с фауной
Лландовери	Конгломераты и песчаники. Белые и серые кварцевые песчаники с небольшим количеством полевого шпата, местами замещаемые конгломератами. Мощность до 500 *м*. На нижнем силуре лежат с размывом	Черные доломиты с фауной. Углисто-известковистые сланцы. Мощность более 250 *м*	Черные доломиты с фауной верхов лландовери. Мощность более 100 *м*	Известняки. Мощность более 300 *м*	Черные глинистые сланцы с известковыми конкрециями с фауной граптолитов тараннона. Мощность 200 *м*. Черные глинистые, углистые и известково-глинистые сланцы с граптолитами. Мощность 120 *м*. Общая мощность 320 *м*

Разрезы верхнесилурийских отложений (Сакмарская и Зилаирская зоны и район Нязепетровска) *Таблица 5*

Ярусы	Сакмарская зона		Зилаирская зона		Район Нязепетровска	
	Район Блявы	Северные Мугоджары	Восточная окраина синклинория	Западный край синклинория	Западный разрез	Восточный разрез
Лудлоу-даунтон	Туфы кератофиров и покровы фельзитовых и кварцевых порфиров. Мощная толща спилитов с прослоями и пачками кремнистых сланцев с граптолитами нижнего лудлоу. Возраст: нижний лудлоу—уинлок	Авгитовые порфириты и их туфы. Мощн. около 500 *м* Спилито-диабазовая толща с кремнистыми граптолитовыми сланцами с фауной от нижнего лудлоу до лландовери	Бетринская свита. Верхние горизонты сложены известняками нижнего девона. Ниже—кремнистые сланцы, слюдистые филлитовые сланцы и кварцевые песчаники. Местами горизонты известняков, основные эффузивы, их туфы и туфосланцы, развитые в нижней части свиты. Мощность от 150 до 500 *м*	Песчаники с прослоями доломитизированных известняков с фауной (лудлоу?). Мощность 23 *м*	Светлые известняки с фауной. *Мощность 30—50 м*	Даунтон. Известковистые песчаники, известняки и доломиты. Мощность более 120 *м*. Лудлоу Известковистые песчаники с линзами известняков и пачками песчаников. Мощн. 600—700 *м*
Уинлок				Глинистые сланцы с *Orthis* sp. Мощность до 250 *м* (уинлок-лландовери?)	Битуминозные известняки. Глинистые тонкослоистые известняки с фауной. *Мощность* 100—150 *м*. Известково-глинистые сланцы с прослоями окварцованных песчаников. Мощность 150—250 *м*	Порфириты и их туфы с прослоями кремнистых сланцев. Мощность весьма значительная. Возраст: уинлок—лландовери
Лландовери	Кремнистые сланцы с прослоями граптолитовых *битуминозных* сланцев с фауной лландовери Общая мощность всего разреза около 1000 *м*				Аркозовые и кварцевые песчаники. *Мощность несколько* десятков метров	

Разрезы верхнесилурийских

Таблица 6

Спилито-диабазовая подзона	Район Дегтярского рудника		
	Андезитовая подзона Южного Урала	Восточная диабазо-альбитофировая подзона	Западная вулканогенная зона
			Западная подзона	Восточная подзона	Междуречье Кушвы и Лозьвы
Кремнистые сланцы с прослоями известняков верхнего лудлоу. Диабазо-спилитовая толща, местами с альбитофирами и с прослоями граптолитовых сланцев с фауной от нижнего лудлоу до лландовери включительно	Ирендыкская толща Авгитовые и плагиоклазовые порфириты, их грубые туфы. Прослои туффитов. Мощность 1 500—3 000 *м*. Возраст: верхний лудлоу—жединский ярус Различные кварцевые порфириты и их туфы. Мощность 100—200 *м*, местами 500 *м*. Слоистые туфы, туффиты, полимиктовые песчаники с прослоями плагиоклазовых порфиритов и кремнистых сланцев. Возраст: уинлок—нижний лудлоу. Мощность около 500—600 *м* Авгито-плагиоклазовые порфириты и их туфы с прослоями туффитов. Мощность не менее 1 000 *м* Авгитовые порфириты и их грубые туфы. Мощность не менее 1000 *м*	Маломощная, местами выклинивающаяся свита порфиритов и туфов Свита диабазов и альбитофиров, с которыми связано месторождение Учалов и ряд мелких проявлений колчеданной минерализации. Мощность более 500 *м*	Ортофировая свита. Кремнистые и туфогенные сланцы с прослоями трахитовых порфиров. Метаморфизованные туффиты с прослоями плагиоклазовых порфиритов и трахитовых порфиров (верхний лудлоу). Мощность 1 000—2 000 *м* Несогласие Зюзельская свита. Базальтовые плагиоклазовые порфириты и шаровые лавы диабазов и спилитов (нижний лудлоу—уинлок). Мощность более 2 000 *м* Андезитовые плагиоклазовые порфириты с кварцсодержащей основной массой. Возможно не эффузивные. Возраст: уинлок-лландовери	Толща уралитовых (кунгурских) порфиритов (аналог именновской свиты) Зеленые амфиболо-хлоритовые сланцы, перекрытые филлитовыми сланцами с кремнисто-графитовыми прослоями, с прослоями мраморов и амфиболо-хлоритовых сланцев. Мощность 800 *м*	Верхний лудлоу. В Ивдельском и Серовском районах известняки с фауной, часто с конгломератами в основании (мощность 200—400 *м*), или слоистые туффиты, туфогенные глинистые и кремнистые сланцы с прослоями известняка, силлами и покровами диабазовых порфиритов. В районе бокситовых месторождений Петропавловского бассейна толща авгитовых порфиритов (мощность 1 500 *м*) Средний лудлоу (горизонт айместри). Роговообманковые порфириты дацитового состава, фельзитовые и кварцевые альбитофиры Андезитовые порфириты и их туфы или слоистые известняки (мощность 100—200 *м*) или толща слоистых туффитов с покровами амигдалоидов и микродиабазов. Мощность 250—600 *м* Нижний лудлоу. В западной подзоне известняки с *Brooksina striata* Eichw., замещаемые по простиранию слоистыми туфами и толщей диабазов, амигдалоидов и спилитов, иногда сопровождаемых альбитофирами. Мощность от 200 до 500 *м*. Возраст: нижний лудлоу—верхи уинлока Синхроничная толща в фации авгитовых порфиритов в Центральной подзоне достигает мощности 1 000 *м* Уинлок. Ивдельская свита. Местами известняки уинлока. Ниже — покровы пироксено-плагиоклазовых, плагиоклазовых, гиперстено-авгитовых порфиритов, пластующихся с туфами, слоистыми туффитами и силлами диабазовых порфиритов. Мощность 1 500—1 800 *м* на севере и 400—500 *м* на юге Именновская свита. Грубые туфы и брекчии авгитовых порфиритов с подчиненными им лавами базальтового и андезито-базальтового состава, с прослоями туфопесчаников, туфосланцев и конгломератовидных пород. В основании обломочные породы с галькой пород кабанской свиты. Мощность от 1 000 до 2 000 *м* Кабанская свита. Слоистые туфопесчаники, туфосланцы и черные кремнистые сланцы. Мощность до 500 *м* Плагиоклазовые порфириты, альбитофиры, пироксеновые порфириты и их туфы с подчиненными вторичными кварцитами и кварцево-серицитовыми сланцами, вмещающими Кабанские колчеданные месторождения Диабазы, превращенные в бластофитовые амфиболиты. Мощность свиты достигает 1 000 *м*. Возраст: лландовери—карадок

стью не менее 100 *м*, сложена известняками с *Karpinskia conjugula* Tschern. К кобленцскому ярусу относят палеонтологически не охарактеризованную толщу известняков и сланцев, мощностью 200—250 *м*. Севернее 64° с. ш. средний девон ложится трансгрессивно с размывом на более древние толщи. Под ним местами сохранился нижний девон в карбонатной фации, но первоначально он, вероятно, имел широкое распространение.

Западный склон Мугоджар, Сакмарская и Зилаирская зоны. В Северных Мугоджарах, в районе Кос-Истека, к нижнему девону относится маломощная (250—300 *м*), но сложно построенная толща, состоящая из обломочных, вулканогенных и осадочных пород с подчиненными кремнистыми сланцами, основными (спилиты, диабазы, порфириты) и кислыми эффузивами и линзами известняка с фауной нижнего девона.

В бассейне р. Сакмары к нижнему девону относится верхняя часть кремнистой толщи, внизу содержащая граптолитовую фауну верхнего силура, а вверху — линзы известняка с фауной нижнего девона.

В Зилаирской зоне по восточной окраине Зилаирского синклинория к нижнему девону относится верхняя часть сланцев бетринской свиты с линзами нижнедевонского известняка, а также полимиктовые конгломераты, содержащие, в частности, гальку серпентинитов.

По западной окраине Зилаирского синклинория в долине р. Белой нижний девон сложен известняками чистыми и доломитизированными, доломитами и кварцевыми песчаниками с прослоями глинистых сланцев. Известняки содержат типичную фауну нижнего девона. Мощность нижнего девона 250—300 *м*.

Нижнедевонские отложения Зилаирской зоны, таким образом, напоминают одновозрастные образования района Нязепетровска и Нижних Серег.

Нижнедевонские известняки мощностью в несколько сот метров развиты также в синклинальной структуре в районе Тирляна и Белорецка. Продолжением к северу этой зоны морского нижнего девона в известняковой фации, очевидно, нужно считать выходы нижнего девона в районе Нязепетровска и Нижних Серег. Далее к северу известняковые фации нижнего девона переходят на восточный склон Урала.

Западная вулканогенная зона восточного склона Урала. Наиболее характерной и устойчивой нижнедевонской толщей в Западной вулканогенной зоне Южного Урала является так называемая верхняя диабазовая или карамалыташская свита, сложенная диабазами, к которым местами присоединяются альбитофиры. Мощность ее 300—500 *м*. Возможно, что некоторые колчеданные месторождения Южного Урала, как например Сибаевское, приурочены к этой свите.

Карамалыташская свита развита главным образом в центральной зоне прогиба, но кое-где известна и в краевых зонах. Местами на Южном Урале наблюдаются маломощные толщи известняков с фауной нижнего девона. У оз. Узун-Куль они несогласно налегают на порфириты и туфы прендыкской толщи.

На Среднем Урале от г. Миасса до г. Кушвы нижнедевонские отложения, вероятно, отсутствуют, и здесь выходят лишь более древние (верхнесилурийские) горизонты. К северу от г. Кушвы нижний девон представлен преимущественно осадочными породами, известняками, хорошо охарактеризованными фаунистически, мощностью до нескольких сот метров, замещающимися глинистыми и кремнистыми сланцами. Эффузивы нижнего девона здесь очень редки. В районе Красноуральска они представлены маломощной толщей диабазов, порфиритов и туфов. Севернее, на р. Туре, с осадочными породами нижнего девона пластуются покровы и силлы диабазовых порфиритов.

Восточная вулканогенно-осадочная зона. Типичные герцинские нижнедевонские известняки развиты в северной части этой зоны, на рр. Реж, Синанче, Бобровке и Пышме. Нижнедевонские известняки встречены также в районе Еманжелинки. В Полтаво-Брединском районе к нижнему и среднему девону условно относят глинистые и кремнистые сланцы и яшмы, подстилаемые полимиктовыми конгломератами. Они описаны в разделе «средний девон».

Средний девон

Западный склон Урала. В известняковой фации эйфельский ярус на западном склоне Среднего и Южного Урала развит в тех немногих районах, где известняковой фацией представлен и нижний девон (например, район Нязепетровска). На всем остальном протяжении от южного окончания Башкирского поднятия до ответвления Тимана в основании среднего девона несогласно на более древних отложениях залегает толща песчаников, часто кварцитовидных с подчиненными мелкогалечными конгломератами и сланцами (такатинская свита). Их то относят к эйфельскому ярусу, то считают базальным горизонтом живетского. Мощность толщи от 15—20 до 200—250 *м*. Детальное литологическое изучение их в районе Кусье-Александровска показало своеобразие состава акцессорных минералов. В них полностью отсутствуют неустойчивые в процессах выветривания акцессоры, в частности магнетит. Характерна ассоциация хромита, ильменита, рутила. Живетский ярус на том же протяжении представлен преимущественно известняками и частью доломитами. Особую фацию средины яруса представляет инфрадоманик — темносерые битуминозные известково-глинистые сланцы.

Выше инфрадоманика под стрингоцефаловыми слоями с размывом залегает чусовская свита мелкозернистых песчаников и песчано-глинистых сланцев с линзообразными залежами бокситоподобных пород.

В основании свиты наблюдается железное оруденение. Мощность живетских отложений обычно порядка 150—200 *м*.

Сходный характер имеет разрез среднего девона и в пределах листа P-40 (до 64° с. ш.). На Полярном Урале и Пай-Хое средний девон представлен толщей доломитов и доломитизированных известняков.

Северные Мугоджары, Сакмарская и Зилаирская зоны. В Северных Мугоджарах, к западу от зоны Урал-Тау средний девон представлен альбитофирами, кремнистыми сланцами, туффитами и аргиллитами сравнительно небольшой мощности.

В долине р. Белой, в основании среднего девона залегают темносерые и черные известняки низов живетского яруса. Выше залегают серые известняки с прослоями кварцевых песчаников. Общая мощность среднедевонских отложений 200—220 *м*. Как видим, для этой области характерна незначительная мощность отложений среднего девона, как и в Западной спилитовой подзоне вулканогенной полосы восточного склона Урала, с которой эта толща вообще обнаруживает ряд черт сходства.

Западная вулканогенная зона. На Южном Урале в Западной спилито-диабазовой подзоне средний девон часто отсутствует или представлен сравнительно маломощной (первые сотни метров) туфогенно-кремнистой толщей.

В зоне прогиба его мощность достигает 2000—2500 *м*. В основании среднего девона здесь весьма устойчиво развита бугулыгырская яшмовая толща, мощностью до нескольких сотен метров. С ней, а также с более древними нижнедевонскими и верхнесилурийскими яшмами ассоциируют осадочные месторождения марганца. В некоторых случаях бугулыгырская яшмовая толща залегает явно несогласно на подстилающем ее нижнем девоне и верхнем силуре.

Выше следует вулканогенная улутауская свита, мощностью до 2000—2500 *м*. В западной части прогиба преобладают слоистые туфы, туффиты и туфосланцы с прослоями кремнистых сланцев и известняков. Грубые туфы и лавы имеют спорадическое и незначительное развитие. В восточной части прогиба преобладают лавы и грубые туфы. По составу эффузивы большей частью представлены породами андезитового состава. В основании нередко получают значительное развитие альбитофиры и их туфы. На Среднем Урале отложений среднего девона не известно. Они появляются лишь на широте р. Туры (58°30′ с. ш.) и широко развиты в Серовском и Ивдельском районах. В ряде случаев установлено несогласное залегание среднего девона на подстилающих толщах.

Наблюдаются следующие типы развития среднего девона. В Западной подзоне средний девон, представленный эйфельским и живетским ярусами, сложен преимущественно известняками. В основании эйфельского яруса залегают крупнейшие на Урале месторождения боксита Петропавловского бассейна. В основании живетского яруса наблюдается обломочная толща с подчиненными этому горизонту залежами бокситов.

В области прогиба его западная часть заполнена толщей слоистых туффитов с прослоями сланцев, известняков и редкими покровами лав. В восточной части прогиба развиты лавы и грубые туфы порфиритов с пачками слоистых туффитов, кремнистых и известковистых сланцев и местами известняков. Средний девон лежит, повидимому, с размывом на более древних толщах. Толщи, которые могут быть отнесены к нижнему девону, нередко отсутствуют.

В нижней части вулканогенной толщи преобладают более кислые разности эффузивов: кварцево-роговообманковые и роговообманковые кварцсодержащие порфириты и их туфы; в верхних горизонтах, относящихся к живетскому ярусу, развиты пироксеновые андезитовые порфириты и их туфы. В вулканических выбросах встречены обломки кварцевых диоритов и диоритовых порфиритов, вероятно синхроничных эффузивным роговообманковым порфиритам.

Свита вулканических пород прорвана Турьинской интрузией кварцевых диоритов и гранодиоритов. Автор относит ее к среднему девону на основании петрографического родства с соответствующими эффузивными магмами и рядом признаков, позволяющих отнести ее к субвулканическим интрузиям. Мощность среднего девона в зоне прогиба 1200—1500 *м*.

К северу, в Ивдельском районе, эти три фациальные зоны разграничены менее резко.

В районе Северной Сосьвы, еще далее на север, средний девон обычно залегает трансгрессивно, нижний девон местами вовсе выпадает. В основании эйфельского яруса здесь развиты полимиктовые конгломераты, содержащие, кроме гальки эффузивных и осадочных пород верхов верхнего силура и нижнего девона, гальку интрузивных пород, аналогичных породам платиноносной габбро-перидотитовой интрузии, включая диориты и гранодиориты, контактово-метаморфические роговики, скарны, обломки магнетитовой руды.

В верхней части разреза преобладают шаровые спилитовые лавы и порфириты с подчиненными туфами. Широко распространены кремнистые и кремнисто-глинистые сланцы. Подчиненную роль имеют известняки. Мощность эйфельских отложений колеблется в пределах 400—750 *м*.

Живетский ярус залегает согласно с эйфельским. Он характеризуется преобладанием песчаников, туфопесчаников, глинистых и кремнистых сланцев, известняков с подчиненным развитием основных эффузивов и их туфов, диабазов, диабазовых порфиритов и порфиритов, развитых

большей частью в верхних горизонтах. Мощность живетских отложений 350—450 *м*.

Интересно развитие в среднем девоне этого района спилитовых и диабазовых лав — это явление совершенно необычно для Урала. Возможно, оно связано с постепенным затуханием прогиба на севере так же, как он затухает на юге, в Мугоджарах.

На крайнем севере Полярного Урала известны порфириты и их туфы, повидимому относящиеся к среднему девону.

Восточная вулканогенно-осадочная зона. Стратиграфический разрез в северной части этой зоны (Алапаевск—Сухой лог) в существенных чертах сходен с описанными вулканогенными разрезами Западной зоны. В эйфельском ярусе развиты пироксеновые и роговообманковые порфириты с подчиненными альбитофирами. Широко развиты известняки верхних горизонтов живетского яруса и ассоциирующие с ними кварцево-пироксеновые и кварцево-роговообманковые порфириты.

В Полтаво-Брединском районе к нерасчлененным отложениям нижнего и среднего девона относят толщу кремнистых и глинистых сланцев и лав альбитофиров, подстилаемую конгломератами и лежащую трансгрессивно на верхнем силуре. Судя по последнему обстоятельству — трансгрессивному залеганию с конгломератами в основании, — больше оснований целиком относить ее к среднему девону. Интересной фацией здесь являются кварцитовидные песчаники, богатые особо устойчивыми в процессах выветривания акцессорами, без магнетита, подобно тому, что наблюдается в белоцветных песках мезозоя и третичных отложениях Урала, возникших при размыве каолиновой коры выветривания.

В Притоболье средний девон залегает трансгрессивно на верхнесилурийских отложениях с конгломератами и грубыми песчаниками в основании, содержащими гальку габбро, кварцевых диоритов и гранодиоритов. Выше залегают глинистые, песчано-глинистые и мергелистые сланцы с прослоями известковистых песчаников и мергелистых известняков. Интересно присутствие в этих отложениях наряду с фауной герцинского типа в известняках эйфельской фауны казахстанского (рейнского) типа в сланцах и песчаниках. Ближайшим районом, где последняя имеет широкое распространение, является Прибалхашье.

Верхний девон

Западный склон Урала. На Южном и Среднем Урале Б. П. Марковский (1948 г.) разделяет франский ярус на две зоны: нижнюю — *Gephyroceras* и верхнюю — *Manticoceras*.

В зону *Gephyroceras* входят: 1) пашийская свита; 2) слои со *Spirifer murchisonianus* Кон.; 3) слои с *Hypothyridina cuboides*; 4) доманик и его аналоги.

Пашийская свита представлена кварцевыми песчаниками, глинистыми сланцами и глинами с редкими прослоями известняков. На Среднем Урале в состав свиты входят красные оолитовые и конгломератовидные железняки и бокситовые породы.

Слои со *Spirifer murchisonianus* и *Hypothyridina colva* сложены глинистыми известняками, глинами и глинистыми сланцами.

Доманик сложен глинистыми и битуминозными сланцами, переслаивающимися с известняками и содержащими прослои кремней и битумов. Мощность их от 15 до 30 *м*. Он заключает промышленные месторождения горючих сланцев и битумов, содержащих ванадий.

Зона *Manticoceras* сложена известняками и доломитами. В ней выделяют несколько фациальных видоизменений. Слоям с *Hypothyridina cuboides* Sow. синхронична орловская свита кварцевых песчаников и пестроцветных глин с диаспоро-шамозитовыми оолитовыми рудами.

Мощность франских отложений порядка 200—400 *м*.

Фаменский ярус сложен преимущественно известняками, часто битуминозными или доломитизированными, местами с прослоями известково-глинистых и глинистых сланцев. Местами в верхах развиты песчаники.

Мощность фаменских отложений от нескольких десятков метров до 100—150, местами 350 *м*.

В Печорском крае, лист (P-40), севернее Полюдова камня, франский ярус сложен известняками. Фация доманика здесь отсутствует. На Полярном Урале и Пай-Хое верхний девон сложен темными и серыми микрослоистыми сланцами и слоистыми известняками.

Западный склон Северных Мугоджар и Зилаирская зона. Верхний девон Сакмарской зоны сложен мощной зилаирской свитой граувакковых полимиктовых молассоподобных песчаников и глинистых сланцев с флорой. Источником питания для этих песчаников служили среднепалеозойские толщи Урала и древние породы зоны Урал-Тау.

Южнее р. Урала в верхней части зилаирской свиты появляются кремнистые, битуминозные и глинистые сланцы и клименневые известняки. В верховьях р. Ори верхний девон целиком сложен кремнистыми сланцами и кремнистыми туфами мощностью до 400 *м*. В Зилаирской зоне верхний девон представлен в фации граувакковых полимиктовых песчаников и сланцев с флорой мощностью 1000—1200 *м*. В долине р. Белой в основании свиты встречены известняки франского яруса с фауной.

Западная вулканогенная зона. На Южном Урале в Западной спилито-диабазовой подзоне франский ярус сложен светлыми кремнистыми сланцами (мукасовская толща) мощностью порядка 150—200 *м*. Фаменский ярус обычно выражен в фации полимиктовых граувакковых песчаников мощностью 300—400 *м* и местами клименневыми известняками.

В подзоне прогиба в основании франского яруса обычно залегает мукасовская кремнистая толща, покровы и силлы диабазов и диабазовых порфиритов. Большая часть яруса сложена туфопесчаниками, туфосланцами и кремнистыми сланцами с покровами пироксеновых порфиритов и их туфобрекчиями. Местами вулканогенные породы приобретают преобладающее развитие. Особую фацию вулканогенных пород представляют роговообманковые порфириты, известные как среди франских, так и среди фаменских отложений.

Непрерывная ранее вулканогенная зона, повидимому, разбилась на отдельные самостоятельно действующие вулканические центры. Любопытно большое развитие грубых вулканических брекчий и агломератов при относительно большом развитии осадочных пород и явном ослаблении вулканизма. Вероятно, это отвечает изменению типа деятельности вулканов, которые перешли в фазу деятельности пароксизмами. Мощность франских отложений 1000—1500 *м*.

Фаменский ярус обычно выражен в фации граувакковых зилаирских песчаников мощностью 300—400 *м*. Они представляют собой продукты размыва всех более древних свит Урала, начиная от метаморфической толщи Урал-Тау и кончая отложениями среднего и верхнего девона. Снос, видимо, шел с запада, с антиклинория Урал-Тау и спилитовой подзоны, и с востока, с Восточно-Уральского антиклинория. В этих песчаниках есть обломочный материал ультраосновных и основных пород, диоритов, плагиогранитов, околорудных пород колчеданной формации и др.

На Среднем Урале отложений верхнего девона не известно. Они появляются лишь в Серовском и Ивдельском районах. Здесь на западе развиты кубоидные известняки франского яруса и кремнистые сланцы. В зоне прогиба к верхнему девону, вероятно, относится верхняя часть толщи туффитов. Здесь известны также битуминозные известняки типа доманика, подстилаемые конгломератами.

Фаменский ярус известен в фации граувакковых песчаников зилаирского типа.

Восточная вулканогенно-осадочная зона. На севере, в районе Алапаевск—Каменск, верхний девон сложен известняками франского и фаменского ярусов, реже обломочными породами, конгломератами, песчаниками и сланцами и иногда эффузивами основного состава.

В Полтаво-Брединском районе и южнее в основании верхнего девона залегает мощная (700 *м*) толща кремнистых сланцев с покровами спилитов. Иногда последние целиком слагают базальные горизонты верхнего девона. В верхах толщи развиты известково-аркозовые песчаники. Фаменский ярус выражен то в известняковой фации, то, в южных районах, в вулканогенной, представленной андезитовыми порфиритами и их туфами.

В Притоболье верхний девон, как и весь средний палеозой, сложен осадочными обломочными породами с подчиненными известняками. Местами верхний девон залегает трансгрессивно на среднем с конгломератами в основании.

Карбон

Рассмотрим последовательно разрезы нижнего карбона по тем же региональным подразделениям: 1) западный склон Урала; 2) западный склон Мугоджар и Зилаирская зона; 3) Западная вулканогенная зона; 4) Восточно-Уральский антиклинорий и 5) Восточная вулканогенно-осадочная зона.

Западный склон Урала. В Присакмарском районе, южнее колена р. Белой, карбон то выражен целиком в известняковой фации, то (в верхней части) сложен флишевыми толщами. Мощность его измеряется от нескольких сотен до 1000 *м*.

Севернее, в Стерлитамакском районе, отложения карбона дают полный разрез и целиком сложены известняками и частью доломитами. Мощность их до 900—1000 *м*. Разрез карбона в районе Уфимского амфитеатра является как бы переходным от целиком известнякового разреза Южного Урала к разрезам Вишерско-Чусовского района с их угленосными толщами нижнего карбона.

В последнем районе представлены все три отдела карбона при мощности более 1000 *м*. Преобладают известняки. В низах визе залегает угленосная песчаниковая толща мощностью до 200—225 *м*.

Отметим, что в известняках карбона на Среднем Урале нередко наблюдаются гнезда и прожилки кристаллического флюорита.

В общем сходный характер имеет карбон и в пределах листа P—40. Отметим наличие здесь в верхах турне алатауской железорудной свиты и в низах визе — мощной толщи песчано-глинистых пород, местами угленосной. В Печорском крае эти слои иногда пропитаны загустелой нефтью.

На Полярном Урале и Пай-Хое развит преимущественно лишь нижний отдел в известняковой фации.

Западный склон Мугоджар и Зилаирская зона. В верховьях левых притоков р. Ори турнейский ярус представлен толщей глинистых сланцев с прослоями песчаников и черных кремнистых сланцев мощностью 150—480 *м*.

Визе и намюр сложены глинами и глинистыми сланцами с прослоями известняков и мергелей с фауной гониатитов. Мощность их до 500 *м*. Средний карбон представлен карбонатными песчаниками и глинистыми сланцами мощностью до 250 *м*.

В Зилаирской зоне встречаются прослои турнейских известняков среди граувакковых песчаников.

Западная вулканогенная зона. На юге, в Мугоджарах, заслуживают упоминания нижнекарбоновые отложения угленосной Берчогурской мульды. Внизу здесь с конгломератами в основании залегает обломочная толща нижнего турне мощностью 200—250 *м*, выше — угленосная берчогурская свита глинистых сланцев и песчаников мощностью 300—400 *м*. Заканчивается разрез свитой верхнетурнейских известковистых песчаников, известняков и мергелей мощностью 200 *м*.

В пределах западной спилитовой подзоны нижний карбон известен к северу от с. Хабарного и у прииска Миндяк. Он сложен известняками турнейского и визейского ярусов мощностью до 200—250 *м*.

В Центральной подзоне прогиба турне слагают диабазы с прослоями кремнистых пород; визейский и намюрский ярусы — мощная до 1000 *м* толща известняков; средний карбон — мощная (более 800 *м*) толща известняков, известково-глинистых сланцев, известковистых песчаников и конгломератов.

Область развития порфиров нижнего карбона по левобережью р. Урала мы склонны отнести к Восточной окраинной подзоне с ее диабазо-альбитофировой серией верхнего силура, выступающей севернее — в Гумбейском районе.

По левобережью р. Урала нижний карбон представлен мощной, более 1000 *м*, березовской свитой порфиров, чередующихся с диабазами, туфами, кремнистыми породами и известняками. Осадочные породы, в частности, устойчиво развиты в верхах турне. Нижняя часть вулканогенной свиты сложена нормальными диабазами и натриевыми порфирами, тогда как в верхней, визейской части свиты существенное развитие имеют оливиновые диабазы, трахитовые порфиры и изредка появляются щелочные типы пород: риббекитовые порфиры и анальцимовые диабазы. Большое развитие имеют также диабазы с титан-авгитом.

Восточнее зоны порфиров, по окраине Восточно-Уральского антиклинория, нижний карбон выражен в фации угленосных песчаников и сланцев. В основании местами встречаются эффузивные породы, в частности оливиновые базальтовые порфириты, а на юге те же порфиры и диабазы, которые характерны для березовской свиты. Общая мощность свиты до 400 *м*. Визейский ярус здесь сложен известняками.

К северу в Гумбейском районе известны лишь изолированные выходы известняков визе, вероятно залегающие трансгрессивно на девонских и силурийских породах.

Севернее нижний карбон в Западной вулканогенной зоне появляется лишь на р. Северной Сосьве. В основании здесь местами залегает толща нормальных и оливиновых диабазов, нижняя часть которой относится еще к фаменскому ярусу. Этренские слои сложены песчаниками, гравелитами, глинистыми и известковистыми сланцами и известняками.

Нижний и верхний турне состоят преимущественно из известняков, известково-глинистых сланцев с подчиненными оливиновыми диабазами (палеобазальтами). В основании турне залегают полимиктовые конгломераты.

Восточно-Уральский антиклинорий. В пределах этой структуры в ряде пунктов развиты известняки визейского яруса. Как выяснилось, в некоторых районах они залегают трансгрессивно на более древних отложениях. Так, в районе Кваркено известняки, подстилаемые аркозами и аркозовыми песчаниками, залегают непосредственно на древних (вероятно докембрийских) гранитоидах. В районе Невьянска визейские известняки залегают на верхнесилурийских эффузивах. В настоящее время не ясно, можно ли эти наблюдения распространять и на другие выходы визейских известняков. Как указывалось выше, общая обстановка заставляет полагать, что горные породы, слагающие кровлю гранитных массивов этой зоны, вероятно, должны быть отнесены к древ-

ним отложениям, и весьма вероятно, что преобладающее развитие здесь имеет нижний палеозой.

Восточная вулканогенно-осадочная зона. Разрезы нижнекарбоновых отложений в районе Алапаевск—Каменск довольно разнообразны и дают несколько фациальных зон. Разнообразие наблюдается главным образом в нижних горизонтах: турне и нижнем визе. Здесь известны разрезы, где эти отложения выражены главным образом *в известняковой фации и частично в фации глинистых сланцев*; разрезы, где эти отложения имеют вулканогенный характер и существенно состоят из диабазов, порфиритов и их туфов; наконец, разрезы (в восточной части зоны), где нижний визе выражен в сланцево-песчаниковой угленосной фации. Средний и верхний визе обычно сложены известняками, *лишь в основании местами развиты глинистые сланцы. Изредка* встречаются эффузивы. Намюр представлен известняками и глинистыми сланцами и местами содержит кислые эффузивы.

Средний карбон сложен полимиктовыми конгломератами, песчаниками и глинистыми сланцами, реже известняками. В конгломератах *встречена галька серпентинитов, которые в этом районе прорывают визе.*

На Южном Урале, в Полтаво-Брединском районе, к турне относятся мергелистые и песчанистые сланцы и известняки мощностью около 200 *м*.

Выше следует нижневизейская угленосная песчано-сланцевая толща мощностью до 900 *м*. Она сменяется известняками среднего и верхнего визе *и намюра мощностью 600—700 м, хотя известны и обломочные* фации последнего.

Песчаники угленосной толщи имеют полимиктовый характер. На севере (Каменский район) они состоят главным образом из обломков девонских пород. В Полтаво-Брединском районе в их составе существенную *роль играют обломки серицитовых сланцев, кислый плагиоклаз*, материал древних гранитов и гнейсов и другие породы, аналогичные тем, которые слагают Восточно-Уральский антиклинорий. Последний, очевидно, был областью питания и для зилаирских песчаников Западной вулканогенной зоны, и для угленосных песчаников Полтаво-Брединского *района.*

Средний карбон сложен полимиктовыми конгломератами, песчаниками и сланцами мощностью до 180 *м*. Среди гальки на Южном Урале известны гранит-порфиры, не отличимые от гранит-порфиров магнитогорской формации.

К *интрузивным образованиям карбона, повидимому, относятся* магнитогорская граносиенитовая формация (конец C_1 — начало C_2) и серпентиниты Восточной вулканогенно-осадочной зоны. Время интрузии их падает на намюр. Они моложе верхнего визе и старше среднего карбона. В последнее время А. А. Пронин указал факты, говорящие о существовании *визейских интрузий* серпентинитов.

Пермь

Пермские отложения развиты только на западном склоне Урала. Строение их весьма сложно как в вертикальном, так и в горизонтальном направлении, но поскольку эти отложения уже почти не содержат рудных месторождений эндогенного генезиса, они будут описаны только в самых общих чертах. Здесь можно наметить два главных типа развития пермских отложений: 1) Южный и Средний Урал; 2) Печорский край и Пай-Хой.

В первой области нижнепермские отложения делятся на два яруса: артинский и кунгурский. Артинский ярус вдоль западного склона существенно сложен обломочными породами: полимиктовыми конгломератами, песчаниками и сланцами. В направлении на запад конгломераты быстро уменьшаются по мощности и сменяются песчани-

ками и далее карбонатными породами. Областью питания для артинских конгломератов являлись западный склон и зона Урал-Тау и лишь в незначительной степени Западная вулканогенная зона.

Артинскому ярусу подчинены ископаемые россыпи платины, золота и алмазов речного и прибрежного генезиса.

Кунгурский ярус сложен преимущественно карбонатными породами, известняками, доломитами и мергелями. Особую фацию, отвечающую верхнекунгурским отложениям в фации обломочных пород, представляет собой так называемый бардымский ярус.

В нижнепермских отложениях имеют большое распространение месторождения солей — каменной, калийных и магнезиальных. Крупнейшими из них, имеющими мировое значение, являются соляные месторождения Соликамско-Березниковского района.

Верхнепермские отложения представлены почти исключительно континентальными образованиями: речными, озерными, дельтово-лагунными. Их обычно разделяют на ярусы — уфимский (обломочные породы), казанский (карбонатные породы) и татарский. Самостоятельность уфимского яруса сейчас оспаривается, и его отложения считаются континентальными аналогами кунгурских и казанских отложений.

Татарский ярус некоторые исследователи относят к триасу.

Для нас интересны так называемые медистые песчаники — континентальные обломочные отложения, относимые либо к верхам казанского яруса, либо к татарскому ярусу. Они развиты почти от г. Березников на севере до широты г. Чкалова на юге. Медные руды образуют в них отдельные залежи и гнезда. Число разрабатывавшихся месторождений исчисляется тысячами, но общие запасы меди в них не велики. Кроме меди, песчаники в ряде месторождений содержат ванадий в виде минерала фольбортита. Интересно отметить наличие среди толщи медистых песчаников залежей волконскоита, до некоторой степени аналогичных хромовому горизонту в ванадиеносных песчаниках западных штатов США. Мощность пермских отложений 1500—200 *м;* она возрастает с севера на юг и с запада на восток.

Пермские отложения Печорского края имеют существенно иной характер. В бассейне р. Илыча весь нижний отдел пермской системы сложен толщей песчаников и темных песчано-глинистых сланцев с подчиненными пластами конгламератов довольно большой общей мощности — 850—1 200 *м*. Расчленение его на артинский и кунгурский ярусы делается условно.

На Полярном Урале и Пай-Хое артинский ярус представлен песчаниками, алевролитами и аргиллитами мощностью не менее 500 *м*.

Кунгурский ярус (воркутская свита) сложен песчаниками, алевритами, аргиллитами и пластами угля. Мощность 2800 *м*.

Казанский ярус разделяется на нижнюю сыръягинскую свиту и верхнюю паембойскую. Сыръягинская свита сложена песчаниками и конгломератами с подчиненными алевролитами и аргиллитами с прослоями углей нерабочей мощности. Мощность свиты 1800 *м*. Паембойская свита сложена песчаниками конгломератами, алевролитами, аргиллитами с многочисленными угольными пластами. Мощность ее достигает 2300 *м*.

Татарский ярус представлен главным образом конгломератами, к которым в верхней части присоединяются песчаники. В основании свиты встречены покровы базальтов. Мощность свиты 900 *м*

Наиболее интенсивное угленакопление, охватившее географически обширный район, характеризует кунгурский век. Ему мало уступает по интенсивности, но не по постоянству углеобразования, казанский век. Угли Печорского бассейна ванадиеносны.

В пермских отложениях, за исключением базальтов на Пай-Хое, изверженные породы отсутствуют. Характер гальки в артинских конгло-

мератах показывает, что породы всех более древних палеозойских свит к артинскому времени приобрели ту же степень литофикации и метаморфизма, которую они имеют сейчас. Однако это не исключает более молодого возраста варисских орогенных гранитов Урала, так как из зоны их интрузий в артинские конгломераты материал не поступал.

Рудных месторождений бесспорно эндогенного генезиса в пермских отложениях не известно. Лишь на Пай-Хое в артинских отложениях встречены жилки флюорита. Однако в Западном Приуралье в верхней и нижней перми известны жилы кальцита, кварца и барита, которым некоторые исследователи приписывают эндогенный характер. Если это положение нельзя считать доказанным, то и возражения против него также не являются решающими.

Общая характеристика мезозойских отложений

После варисской складчатости море отступает из области Уральского орогена и в дальнейшем лишь временами подступает к его отрогам. Нижнекиммерийские тектонические движения на восточном склоне Урала, очевидно, были еще достаточно интенсивны, но более молодые отложения, начиная с юрских, залегают горизонтально или лишь слабо затронуты дислокациями. Дизъюнктивными дислокациями затронуты местами и нижнетретичные отложения, но все это не сравнимо с движениями палеозойского времени.

Вулканическая деятельность в слабой степени продолжается и в мезозое. Мы знаем на Урале верхнепермские базальты Пай-Хоя, юрские базальты в бассейне Печоры, меловые туфы андезитового (?) состава в Карской дуге и молодые базальты и липариты в области Тургайского пролива. Интересно, что все известные выходы мезозойских изверженных пород располагаются по окраинам орогена. Но мезозойский вулканизм не может сравниться по интенсивности с палеозойскими. Мы знаем, наконец, и ныне действующие термальные источники, среди которых наиболее известен ручей Пым-Ва-Шор («Ручей Теплой Воды») на р. Адзьве.

Образование рудных месторождений в течение мезозоя и третичного периода связано с осадочными процессами и древней корой выветривания, имеющей на Урале очень широкое распространение и большое значение в образовании месторождений железа, никеля, кобальта, частью марганца, бокситов, каолиновых глин, россыпей драгоценных металлов и некоторых минералов.

Развитие древней коры выветривания на более или менее значительных участках суши имело место, очевидно, и в палеозое. Но об этом мы можем судить главным образом по характеру продуктов ее переотложения или по коррелятивным с нею осадкам. Так, вероятно существование предтремадокской коры выветривания, о чем можно судить по характеру тремадокских песчаников, нередко чисто кварцевых с железистым цементом. Отложениями, синхроничными самой коре выветривания конца кембрия, могут быть углисто-кремнистые ванадиеносные сланцы. Вероятно, этой же толще принадлежат и обломки кремнисто-фосфоритовых сланцев в тремадокских песчаниках. Почти несомненно существование широко распространенной предэйфельской коры выветривания. С нею связаны кварцевые песчаники, богатые устойчивыми акцессорами, без магнетита или бедные им, бокситовые руды Петропавловского бассейна и, вероятно, марганцевые руды Южного Урала. Осадочные месторождения бокситов и железных руд, приуроченные к различным горизонтам живетского и франского ярусов, также говорят о наличии в пределах Урала участков древней коры выветривания. На существование предартинской коры выветривания указывают находки берберитов в артинских

конгломератах. Красноцветные отложения верхов перми также являются коррелятивными с синхроничной им корой выветривания.

Однако до настоящего времени сохранились лишь участки мезозойской и третичной коры выветривания. Ввиду того значения, которое имеют эти отложения в процессах образования некоторых рудных и нерудных месторождений, некоторые вопросы формирования коры выветривания освещаются перед описанием мезозойских и кайнозойских отложений. Долгое время существовала неправильная тенденция относить эти отложения к какому-либо одному определенному времени. Первыми стали известны неогеновые отложения западного склона, представляющие собой продукты переотложения коры выветривания, и все сходные с ними отложения трактовались как неогеновые. Затем получила известность доюрская кора выветривания. В последние годы «вошла в моду» меловая кора выветривания.

По нашему мнению, фактический материал ясно говорит о многократности образования каолиновой, нонтронитовой и латеритной коры выветривания.

Отложения перемытой коры выветривания и продукты ее перемыва в виде бокситоподобных и красноцветных пород и каолинов известны под верхнетриасовыми угленосными отложениями; на последних под нижней юрой, под нижним мелом, на нижнемеловых или верхнеюрских базальтах, под верхним мелом, на палеогене и под миоценом. Все образования во многом сходны друг с другом.

Следует только отметить, что мезозойская кора выветривания, очевидно, имеет гораздо более широкое распространение, чем третичная. В третичных и верхнемеловых отложениях и на выравнённых участках даже такой минерал, как глауконит, часто остается совершенно свежим.

Триас

Древнейшими триасовыми отложениями являются угленосные отложения с так называемой суракайской флорой на западном склоне Урала в бассейне р. Ик. Они представлены углистыми глинами с прослоями углей и желваками сидерита. Судя по составу флоры, они относятся к низам верхнего триаса или даже к верхам среднего.

На восточном склоне Урала широко распространены верхнетриасовые (рэтские) и частью более древние угленосные отложения (Волчанка, Богословские копи, Мостовая, Буланаш-Елкинский район, Челябинский угленосный бассейн). Мощность их достигает 1 *км* и более, и они местами содержат месторождения бурых углей большого промышленного значения. Залегают они обычно в синклинальных зонах, заметно нарушены складчатостью и нередко ограничены дизъюнктивными дислокациями. Они, очевидно, отлагались в межгорных впадинах, в озерно-речных бассейнах. В различных районах в их строении наблюдается много сходных черт. Обычно в основании залегает конгломератово-песчаниковая безугольная толща, иногда с переотложенными бокситоподобными породами. Конгломерато-песчаниковая толща кверху сменяется угленосной глинисто-песчаниковой. Встречаются отложения сферосидеритов и горючих сланцев.

Юра

Континентальные юрские отложения. Континентальные мезозойские и третичные отложения сходны друг с другом литологически, и их можно различить с уверенностью только при наличии флоры.

На западном склоне Урала континентальные юрские отложения обычно залегают в карстовых впадинах на известняках. Они представлены белыми каолиновыми глинами, переслаивающимися с пестрыми,

и прослоями песков. Местами содержат гнезда бурого железняка и прослои угля. Встречаются также красноцветные глины. В других случаях юрские континентальные отложения представлены грубыми кварцевыми песками и галечниками и иногда содержат золото и платину. Местами эти отложения содержат юрскую флору.

На восточном склоне Урала отдельными пятнами, в частности на границе палеозоя с третичными породами, также распространены белые каолиновые глины, грубозернистые кварцевые пески и галечники с линзами бурого угля и конкрециями марказита. Нередко они являются золотоносными. На прииске Мысовом и в других пунктах эти отложения содержат юрскую флору лейасового возраста. С отложениями подобного типа ассоциируют бурые железняки и бокситы.

Анализ геоморфологии Урала позволяет рассматривать эти отложения как остатки древних мезозойских меридиональных озерно-речных долин.

Несколько особый тип представляют собой континентальные юрские отложения Орско-Халиловского района мощностью в несколько сотен метров. Они относятся к нижней и средней юре.

Юрские отложения Орского района разделяются на нижнюю зиреньагачскую свиту, сложенную галечниками мощностью около 80 *м*, и верхнюю хайбулинскую свиту, сложенную песчано-глинистыми отложениями мощностью в несколько сотен метров.

С юрскими отложениями связаны крупные Халиловские месторождения бурых железняков, представляющие собой продукты переотложения латеритной коры выветривания на серпентинитах, и бокситов. Верхним горизонтам подчинены небольшие залежи бурых углей, обычно содержащих ванадий.

Морские юрские отложения развиты на восточном склоне Северного и Полярного Урала.

Разрез их снизу вверх таков:

Келловей. Железистые песчаники с *Cadoceras*.

Угленосная толща (верхняя юра) мощностью 10 *м*. Угли этой толщи ванадиеносны.

Оксфорд—киммеридж. Серые глины и пески с известковыми конкрециями. Мощность более 12 *м*.

Портланд. Нижневолжский ярус — серые глины и пески. Верхневолжский ярус сложен рыхлыми железистыми песчаниками.

Мел

Континентальные меловые отложения. Литологически эти отложения сходны с континентальными юрскими отложениями. Они также залегают отдельными пятнами, иногда в карстовых воронках, и сложены глинами, нередко углистыми, песками, галечниками. В ряде пунктов в них обнаружена флора нижнего и верхнего мела. С меловыми континентальными отложениями связаны месторождения огнеупорных глин, месторождения никеля, бокситы, бурые железняки, в частности месторождения алапаевского типа.

Морские меловые отложения. Морские меловые отложения распространены по восточной окраине палеозоя Урала и довольно широко развиты на Южном Урале и в Мугоджарах, где они местами перекрывают водоразделы.

Нижнемеловые отложения представлены песчаниками, песками и глинами. К нижнему мелу относят также угленосную толщу по р. Северной Сосьве.

Верхнемеловые отложения развиты в тех же районах. Они сложены глинами, песками, опоковидными и мелоподобными породами. На р. Аят к ним приурочено крупнейшее на Урале месторождение бурых оолитовых

железняков, запасы которого оцениваются в несколько миллиардов тонн. Подобные же железняки известны в районе с. Мугай и на Северном Урале в районе третичных марганцевых месторождений.

Третичная система

Третичные отложения представлены палеогеном и неогеном. Палеогеновые отложения на восточном склоне Урала имеют морской характер в нижних горизонтах; выше они сменяются лагунными и континентальными. Неогеновые породы отлагались в континентальных условиях.

Палеогеновые отложения сплошной пеленой закрывают дислоцированный палеозой восточного склона Урала и западнее отдельными пятнами залегают на водоразделах. На Южном Урале они перекрывают и главный водораздел, спускаясь на западный склон.

Континентальные неогеновые отложения отдельными пятнами распространены как по восточному, так и по западному склонам Урала. На западном склоне они часто приурочены к высоким террасам современных речных долин, преимущественно в их меридиональных участках. На восточном склоне они также, повидимому, представляют собой остатки древней меридиональной речной сети.

Континентальные третичные отложения западного склона Урала. Континентальные третичные отложения залегают в депрессиях и карстовых углублениях вдоль западного склона Среднего и Южного Урала. Они представлены глинами, в частности белыми каолиновыми, песками, песчаниками и галечниками. Типичен белоцветный характер этих отложений. Они охарактеризованы верхнетретичной (преимущественно миоценовой) флорой. В долине р. Белой верхнетретичным отложениям подчинены довольно крупные месторождения бурых углей. К миоцену и плиоцену относят также верхние террасы рек западного склона с сохранившимися местами остатками аллювия. Миоценовые речные отложения имеют белоцветный характер, плиоценовые — красноцветный.

Континентальные отложения восточного склона Урала имеют сходный характер и также относятся к неогену. Кроме того, к третичным отложениям на восточном склоне Урала относят железистые песчаники и галечники.

Морские третичные отложения Зауралья. К древнейшим (палеоценовым) отложениям относится толща глин и песков, заключающих марганцеворудные слои Северного Урала (Ивдельский и Серовский районы).

Эоценовые отложения сложены песками и опаловыми песчаниками, опоками, трепелами и глинами. Эти отложения часто содержат глауконит.

Нижний морской олигоцен сложен толщей песчаников, песков и глин, не содержащих опок.

Верхний, континентальный олигоцен сложен песчано-глинистыми отложениями, иногда гипсоносными и содержащими сидерит и прослои лигнита.

Неогеновые отложения Зауралья имеют континентальный характер. Они сложены преимущественно суглинками и глинами.

Четвертичная система

В долинах уральских рек развиты три яруса надпойменных террас различной степени сохранности. Отложения их обычно несут в основании полимиктовые галечники, чем они резко отличаются от речных третичных отложений. Кроме того, широко развиты делювиальные, элювиальные, морские и болотные отложения.

При изучении уральских четвертичных россыпей благородных металлов и тяжелых минералов обычно приходится принимать во внимание два фактора: связь их с коренным источником оруденения и связь с древними мезозойскими и третичными речными системами и россыпями. Нередко последний фактор имеет даже большее значение, чем первый.

ГЛАВА 3. КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ИНТРУЗИВНЫХ КОМПЛЕКСОВ

Интрузивные комплексы зоны Урал-Тау и западного склона рассматриваются отдельно от восточного склона, так как между ними очень мало общего. Интрузивные породы первой области представлены существенно калиевыми гранитами, у которых иногда имелись основные предшественники типа кварцевых диоритов и гранодиоритов, гнейсо-гранитами, инъекционными комплексами и мигматитами.

Граниты несомненно дают несколько (не менее 5—6) генераций от докембрийских до варисских, но все они сходны друг с другом. Петрографически же они уже довольно давно выделялись как особый тип под названием микроклин-пертитовых гранитов.

О возрасте гранитов удается судить лишь в том случае, когда имеются более или менее определенные данные о верхнем и нижнем пределах возраста. В этой зоне слабо распространены эффузивные породы, и косвенные критерии возраста, основанные на ассоциации с последними, большей частью отсутствуют.

Другой тип интрузий представлен габбро-диабазами и реже габбро. Они слабо исследованы петрографически и однообразны в петрографическом отношении. Распространены диабазы с энстатит-авгитом или с пироксенами, приближающимися к нему по составу, микропегматитовые и кварцевые диабазы типа конго-диабазов, реже грунно-диабазы. Они также дают несколько генераций, но для суждения об их возрасте имеется еще меньше данных. Наконец, в восточной части рассматриваемой зоны известны небольшие интрузии серпентинитов, ассоциирующих с диабазами и плагиогранитами, повидимому ордовицкого возраста.

Гораздо разнообразнее интрузии восточного склона Урала, где имеются представители всех главнейших семейств интрузивных пород нормального ряда и многие представители щелочного ряда пород.

Главные этапы известной нам интрузивной деятельности на восточном склоне падают на средний и верхний палеозой. Второе важное обстоятельство заключается в том, что по крайней мере среднепалеозойские интрузии, вплоть до нижнекарбоновых, тесно связаны с эффузивной деятельностью и, возможно, почти каждому самостоятельному проявлению последней соответствуют свои интрузивные породы. Это дает косвенное указание на этапы интрузивной деятельности. Выводы, полученные таким косвенным путем, в ряде случаев можно подтвердить другими данными.

ИНТРУЗИВНЫЕ КОМПЛЕКСЫ ЗАПАДНОЙ РУДНОЙ ЗОНЫ (ЗАПАДНЫЙ СКЛОН, БАШКИРСКОЕ ПОДНЯТИЕ, ЗОНА УРАЛ-ТАУ)

Гранитные интрузии

Петрографические особенности гранитных интрузий Западной рудной зоны давно обратили на себя внимание, и в отличие от серых микроклин-олигоклазовых гранитов восточного склона они отмечались как лейкократовые микроклин-пертитовые граниты. Для многих из них типичен красный цвет и обычен резко выраженный калиевый характер. Однако геологические данные с несомненностью показывают, что граниты эти имеют различный возраст и дают несколько (до 5—6) генераций сходного состава, по крайней мере, с верхнего протерозоя до верхнего палео-

зоя. Повидимому, существует не менее двух протерозойских гранитов (А. И. Иванов насчитывает в пределах Башкирского поднятия три докембрийские разновозрастные интрузии), один или два салаирских (дотремадокских), один таконский, интрудированный близ границы верхнего силура и ордовика, и один варисский, прорывающий девонские (повидимому, верхнедевонские) сланцы.

Гранитоиды Приполярного Урала. Ляпинский край Приполярного Урала является сравнительно хорошо изученным в стратиграфическом отношении и изобилует гранитными интрузиями. Древнейшими здесь являются докембрийские интрузии, залегающие в шатмагинской свите, пронизанной жильными и интрузивными амфиболизированными габброидами и гнейсифицированными гранитоидными породами; галька их встречается в конгломератах вышележащей, вероятно нижнекембрийской, свиты.

Палеозойские гранитные интрузии Приполярного Урала образуют три зоны. К западной и центральной относятся большие интрузии Болбанью, Лимбеко-Ю, Малды, Нер-Ойка, Манчи, Народы, Манья-Хобе-Ю, Сале-Урке-Хум. На южном продолжении этих зон лежит самый крупный массив Мань-Хамбо. Большинство массивов представляет собой пластообразные и линзообразные интрузии в свитах сланцев, относимых к нижнему и среднему кембрию. Интрузии вытянуты в меридиональном направлении и имеют крутое падение на запад и северо-запад. Тремадокские песчаники и конгломераты в ряде случаев ложатся на эти граниты трансгрессивно и существенно состоят из их кластического материала. Граниты западной и центральной полос макроскопически почти не отличимы друг от друга. Это, как правило, крупнозернистые, иногда порфировидные граниты. В периферических частях массива они иногда переходят в гранит-порфиры и кварцевые порфиры. Граниты обычно гнейсовидны. Их главными составными частями являются микроклин, кварц, плагиоклаз (обычно альбит), немного биотита, часто сопровождаемого мусковитом. По общему химическому составу граниты существенно калиевые. Второстепенными минералами являются рудный, апатит, циркон и изредка ортит. В шлихах встречаются касситерит и шеелит. С этими гранитами связано Торговское оловянно-висмуто-вольфрамовое месторождение, а с кварцевыми и диоритовыми его фациями — мышьяковое Нямгинское.

В той же области наблюдались гнейсифицированные плагиограниты и кварцевые диориты, которые не поднимаются выше щокурьинской свиты (К. А. Львов, 1948 г.). В некоторых интрузиях, например в массиве Мань-Хамбо, развиты более древние, чем граниты, основные габброидные породы.

Граниты восточной полосы прорывают также ордовик. Галька подобных гранитов, по сообщению С. Н. Волкова, встречена в конгломератах лудлоу, что дает основание связывать их с таконской складчатостью. Граниты восточной полосы отличаются некоторыми деталями состава и структуры; они мелкозернистее, содержат меньше мафического минерала, и среди них преобладают гнейсовидные разности, что вполне понятно, если принять во внимание нарастание метаморфизма с запада на восток. Преобладают граниты розовой и бурой окраски. Их минералогический состав характеризуется большим постоянством. Главные минералы: микроклин, альбит и кварц; в незначительном количестве биотит и мусковит. Акцессорные: рудный, апатит, сфен, иногда гранат. Структура гипидиоморфнозернистая, часто порфировидная. Интрузии большей частью имеют незначительные размеры. Значительно распространены жилы аплит-пегматита; встречаются жилы кварца с признаками полиметаллического и редкометального оруденения. Широко распространены также кварцевые жилы с гематитом.

В верховьях р. Лемвы в 1947 г. А. В. Хабаков встретил также калиевый микроклин-пертитовый гранит, прорывающий фаунистически охарактеризованные девонские, по всей вероятности верхнедевонские, сланцы.

Далее к северу, на Полярном Урале, на простирании восточной полосы гранитов Приполярного Урала распространены гнейсо-граниты. Они прорывают верхние (ордовичские) метаморфические свиты и, вероятно, относятся к таконской фазе складчатости. А. В. Хабаков принимает для них додевонский, а вероятнее доверхнесилурийский возраст на основании интрузивных соотношений с зелеными сланцами верхов метаморфической серии и значительной разгнейсованности и рассланцованности самих гранитов. В конгломератах силуро-девонской (S_2—D_1) эффузивной толщи северо-западных предгорий Константинова камня найдена *галька тождественных розово-зеленых гранитов. Это среднезернистые*, нередко порфировидные гнейсо-граниты, среди которых в подчиненном количестве встречены щелочные, эгириновые и риббекитовые разности. Нормальные гнейсо-граниты сложены примерно равными количествами калиевого полевого шпата и кислого плагиоклаза (альбита или альбит-олигоклаза), обильным кварцем и мусковитом, реже встречается биотит.

Акцессорные: циркон, ортит, апатит, титанит, рудный, гранат, флюорит. На р. Харбей с этими гранитами связано крупное молибденовое месторождение.

Западнее, в брахиантиклинальной структуре к юго-востоку от Воркуты, *известны выходы дотремадокских гранитов.*

Троицкий гранит. Южнее, на р. Косьве, довольно подробные сведения мы имеем о троицком граните, таконский возраст которого представляется весьма вероятным.

Троицкий гранит (Л. Дюпарк и Л. Мразек, 1909 г.) представляет собой род купола, сложенного порфировидными гранитами, окруженного осадочными образованиями, падающими периклинально.

Порфировидный гранит всюду прикрыт верхнесилурийскими отложениями, значительную часть которых составляют черные сланцы, относимые к уинлоку. Между гранитом и черными сланцами почти повсюду прослеживается полоса роговиковых сланцев, содержащих магнетитовые руды контактово-метасоматического происхождения. Они представляют собой продукты метаморфизма более древних осадочных пород, чем черные верхнесилурийские сланцы, что подтверждается отсутствием переходных разновидностей между роговиками и черными сланцами, а также наличием в прослойках конгломератов среди сланцев гальки порфировидных гранитов, тождественных с троицким.

Порфировидные граниты отличаются большим однообразием состава и ясно выраженным гипабиссальным обликом. В составе гранита преобладают ортоклаз и микроклин, плагиоклаз играет второстепенную роль. Присутствуют кварц, биотит, акцессорные апатит, циркон, магнетит и титанит. С троицким гранитом связано железорудное контактово-метасоматическое месторождение.

К северу от Троицкого рудника находятся три небольших массива сходных гранитов в верховьях р. Вишеры, вероятно являющихся его аналогами не только по типу, но и по возрасту. В районе одной из этих интрузий в шлихах распространен шеелит. Граниты рассечены жильными *диабазами, которые в этой области Урала* не встречаются в отложениях моложе верхнего силура. Южнее, в долине р. Косьвы, известен выход «порфира», который А. А. Краснопольский считал эффузивным. Судя по его описанию, порфир этот почти несомненно является гипабиссальной интрузивной породой.

Интересно, что по западному склону Среднего Урала, в районах развития артинских конгломератов, областью питания для которых являются западный склон Урала и зона Урал-Тау, шлиховым опробованием систе-

матически устанавливается присутствие минералов вольфрама, олова и молибдена, но коренных месторождений этих металлов до сих пор не обнаружено.

Уфалейский массив. Далее на юг, вплоть до громадного Уфалейского массива, гранитных интрузий не известно. Уфалейская интрузия представляет собой сложное и, возможно, неодновозрастное образование. Бо́льшая часть массива, по детальным картам Уральского геологического управления, сложена гнейсами и гранито-гнейсами и продуктами взаимодействия гранитов с породами кровли.

По наблюдениям П. П. Скабичевского, значительные участки массива представляют собой свиту амфиболовых сланцев, образующих антиклинальную структуру, послойно инъицированную гранитной магмой (Б. П. Скабичевский, 1940 г.).

Северо-западную часть массива слагают калиевые микроклин-пертитовые порфировидные граниты, весьма сходные с древними микроклин-пертитовыми гранитами Урала. Полевой шпат их исключительно микроклин пертит. Граниты часто значительно изменены, хлоритизированы и альбитизированы. В той же части массива развиты альбитизированные и мусковитизированные плагиограниты и гнейсо-граниты, также очевидно испытавшие влияние позднейшего метаморфизма. С другой стороны, в виде инъекции распространены свежие «нормальные» микроклин-олигоклазовые граниты с биотитом, напоминающие обычные для Урала варисские граниты. Акцессорные минералы: апатит, циркон, рутил, магнетит, сфен. С гранитами связаны жилы лестиваритов.

Самым серьезным основанием считать уфалейские гнейсограниты древней интрузией является следующее: по восточной окраине гнейсо-гранитного поля на всем его протяжении оно окаймляется слюдяно-гранатовыми сланцами. *Подобные породы в метаморфических толщах* Урал-Тау нам известны лишь в контактовых ореолах гранитных интрузий и в мигматитовых комплексах. Галька слюдяно-гранатовых сланцев встречена в конгломератах в основании верхнесилурийской вулканической толщи. В самой верхнесилурийской толще на границе со слюдяно-гранатовыми сланцами не отмечается соответствующих глубоко метаморфизованных разностей. Калиевые граниты и альбитизированные плагио*гнейсо-граниты западной окраины массива, возможно, являются еще* более древними образованиями, причем калиевые микроклин-пертитовые граниты однотипны с другими калиевыми гранитами зоны Урал-Тау.

Сами гнейсы и гнейсо-граниты и амфиболиты кровли напоминают древние гнейсовые комплексы Мугоджар и аналогичные комплексы других частей зоны Урал-Тау.

Гибридный Шигир-Тараташский массив. Граниты Шигир-Тараташского массива представлены микроклин-пертитовыми лейкократовыми гранитами и продуктами их взаимодействия и ассимиляции ими более древних пород габбро-диабазовой группы. Граниты интрудируют и мигматизируют тараташскую свиту, т. е. древнейшую из протерозойских свит зоны Урал-Тау и Башкирского поднятия. Протерозойская толща содержит прослои конгломерата с галькой более древнего калиевого порфировидного гранита, обычно представленной овоидами микроклина. Нижнепалеозойский комплекс к западу от массива не несет никаких признаков контактового метаморфизма, что, наряду с другими фактами, позволяет относить интрузию к древним.

В пределах массива наблюдаются следующие интрузивные проявления:

1. Габбро и габбро-диабазы, прорываемые гранитами.
2. *Лейкократовые микроклин-пертитовые граниты.*
3. Жилы диабазов, секущие граниты.

Последние в прилегающих районах не проникают уже в ашинскую свиту (ордовик). Судя по химическому анализу, граниты являются существенно калиевыми, порфировидны и имеют лейкократовый облик. Состав: микроклин-пертит, кварц, антипертитовый олигоклаз-андезин, спорадически—биотит. Из акцессорных минералов указан титанит.

Златоустовский массив. Вытянутый узкой полосой северо-западного простирания, массив по существу представляет собой инъекционную зону, характеризующуюся широким развитием процессов гранитизации слюдяно-кварцевых сланцев протерозойской уренгинской свиты. Нижнепалеозойские отложения вблизи гранита не несут признаков контактового метаморфизма.

Среди пород Златоустовского массива преобладают гранито-гнейсы. Массивные разности гранитов развиты в расширенной части массива. Они представлены светлыми среднезернистыми разностями. Состав: микроклин, альбит, кварц, биотит. Акцессорные: циркон, рутил, апатит, ортит, магнетит, титанит.

Бердяушский массив. Бердяушский массив залегает в протерозойской саткинской свите доломитов и сланцев. Его длина по простиранию 10 *км*, а ширина 4 *км;* имеет зонально-концентрическое сложение. В центральной части выходят самые молодые породы — нефелиновые сиениты; они окружены зоной сиенитовых пород, дайки которых секут граниты. Внешнюю зону слагают порфировидные граниты типа рапакиви. Состав гранитов-рапакиви: овоиды калишпата с каймами олигоклаза, кварц, роговая обманка, биотит. Акцессорные: магнетит, апатит, циркон, титанит, обильный ортит, флюорит. Из жильных пород встречаются аплиты, пегматиты крайне редки. Бердяушская интрузия причисляется к протерозойским в значительной мере условно. Доводами являются, в частности, тип гранитов-рапакиви, характерный для протерозоя, и наличие в граните диабазов вероятно доордовичского возраста. Однако А. Н. Заварицкий не считает доказанным секущий характер этих жил. А. Н. Иванов считает его самым молодым протерозойским гранитом района Башкирского поднятия.

Далее на юг известен лишь небольшой массив белорецких гранит-порфиров, залегающий в протерозойской мазаринской свите и прорывающий основные интрузивные породы. Массив сложен калиевыми гранит-порфирами.

В том же районе в конгломератах Укшук-Арвянской свиты верхнего протерозоя встречена галька розового мусковитового гранита и биотитового гнейса.

Древнейшими гранитными породами описываемой области являются плагиогнейсы и гнейсы тараташской свиты нижнепротерозойского или архейского возраста. Резкое несогласие с вышележащей айской свитой, сложенной нормальными или слабо метаморфизованными породами, указывает на существование этой древнейшей гранитной интрузии, проявленной, повидимому, лишь очковыми гнейсами и мигматитами. Наличие древнего протерозойского или архейского микроклинового гранита подтверждается присутствием его гальки в айской свите. В значительно более молодой верхнепротерозойской свите в гальке встречен аплитовидный мусковитовый гранит и биотитовый гнейс.

А. И. Иванов полагает, что в пределах Башкирского поднятия в протерозое вероятны три периода внедрения кислых интрузивных пород, самого древнего гранита, галька которого встречается в конгломератах айской свиты, и до четырех или пяти основных интрузивных комплексов, представленных габбро-диабазами и габбро. К концу нижнего протерозоя он относит пегматиты и граниты, к концу среднего — интрузию плагиогранитов и гранитов и к верхнему протерозою — рапакиви и щелочные породы Бердяушского плутона.

Определенно устанавливается один докембрийский гранит на Приполярном Урале.

Более определенны данные о палеозойских интрузиях. Широкое распространение имеют дотремадокские салаирские граниты. Они имели предшественников в виде основных пород, плагиогранитов и кварцевых диоритов, причем первая фаза интрузии плагиогранитного состава, возможно, относится к нижнему кембрию, а более молодая — к концу среднего или к верхнему кембрию.

Также достаточно определенно устанавливается наличие таконского гранита (троицкий гранит и, вероятно, граниты верховий р. Вишеры и Восточной зоны Приполярного и Полярного Урала). Наконец, известен и варисский микроклин-пертитовый гранит, пересекающий сланцы вероятно верхнедевонского возраста. Во всех интрузивных гранитных комплексах, начиная с верхнепротерозойского, существенную роль играют калиевые граниты.

Интрузии основных пород

Породы типа габбро и габбро-диабазов также очевидно давали несколько интрузий. Основные предшественники типа габбро известны у белорецкого гранита, у шигир-тараташского, у гранита Мань-Хамбо и у некоторых таконских гранитов. Галька пород типа габбро известна в конгломератах ашинской свиты.

Очень характерны для описываемой области интрузивные диабазы и габбро-диабазы. Внедрение их происходило также неоднократно. В области Башкирского поднятия секущие диабазы не проникают в ашинскую свиту, что дает основание приписывать им доордовичский возраст. А. И. Иванов полагает, что здесь существует до пяти генераций габбро-диабазов и габбро, а именно: габброидные породы низов нижнего протерозоя; эпидиабазы и эпигаббро в низах среднего протерозоя; амфиболитизированные габбро-диабазы и габбро-амфиболиты в низах верхнего протерозоя; верхнепротерозойские габбро-диабазы, более древние, чем рапакиви Бердяушского плутона, и габбро-диабазы, более молодые, чем последний.

На Северном и Среднем Урале интрузивные диабазы, ассоциирующие с серпентинитами, распространены в ордовике. В той же интрузивной зоне известны плагиограниты и возникшие из них плагиогнейсы. Гальки подобных диабазов и серпентинитов встречены в конгломератах лландовери.

Широко интрузивные диабазы развиты также в верхнем силуре Северного и Среднего Урала, но выше они, повидимому, не поднимаются или встречаются исключительно редко.

Диабазы описываемой зоны петрографически изучены слабо. Большая часть их сходна петрографически между собой и представлена несколькими, вероятно близкими в петрохимическом отношении, типами. Характерны, в частности, диабазы с пиджонитовым пироксеном, гунно-диабазы, содержащие энстатит и моноклинный пироксен одновременно, микропегматитовые и кварцевые диабазы. В районе Бакала известны щелочные баркевикитовые диабазы.

Замечательной особенностью металлогении основных пород Западной зоны является то, что связанные с ними титаномагнетиты отличаются высоким содержанием титана (Кусинские месторождения и Юбрышка), причем эта особенность, повидимому, характерна для разновозрастных интрузий. Кусинские месторождения залегают в протерозое, и для них предполагается протерозойский возраст, тогда как Юбрышкинское залегает в кембрие.

Интрузии ультраосновных пород

Серпентиниты в Западной рудной зоне весьма редки и известны главным образом на ее крайнем востоке. Возраст серпентинитов Вагранской дачи на Северном Урале, вероятно, ордовикский. Они залегают в нижнесилурийских отложениях, и галька их вместе с сопровождающими их диабазами встречается в конгломератах лландовери. Интрузии метаморфизованных гипербазитов, сопровождаемые габбро, известны также в протерозойских отложениях зоны Урал-Тау Южного Урала.

Находки хромита в песчаниках тремадока указывают на существование досилурийских гипербазитов.

В заключение мы можем дать следующую общую характеристику магматизма Западной рудной зоны.

Среди интрузий значительное развитие имеют лишь граниты и диабазы и более слабое — габбро. Ультраосновные интрузии очень редки и известны почти исключительно на крайнем востоке зоны. Граниты и диабазы интрудировали неоднократно.

Среди гранитов, повидимому, лишь в древних циклах значительное развитие имеют богатые плагиоклазом разности. Среди палеозойских и верхнепротерозойских интрузий преимущественно или широко развиты калиевые граниты, сходные друг с другом петрографически. С течением времени как будто все более явно определяется специализация гранитоидов в сторону калиевого ряда. Последнее значительное проявление гранитных интрузий падает на период таконской складчатости.

Сходны также интрузивные диабазы, хотя и они несомненно интрудировали неоднократно. Характерна ветвь диабазов с пиджонитом, зачастую микропегматитовых. Эффузивы представлены главным образом диабазами и спилитами и широко развиты лишь в доверхнесилурийских отложениях. В небольшом количестве их сопровождают трахитовые порфиры. Среди кислых эффузий характерны нормальные кварцевые порфиры с фенокристаллами калишпата и плагиоклаза. Представители нижнепалеозойской андезитовой формации известны лишь на востоке зоны. Очень интересна находка нижнедевонских или верхнелудлоуских щелочных базальтоидов, близких к авгититам, т. е. типичных базальтов форланда.

Таким образом, лишь на востоке описываемой зоны мы встречаем магматические породы нижнепалеозойского и протерозойского возраста, характерные для внутренних зон орогена.

Интрузивные комплексы восточного склона Урала

Как можно убедиться, изучая геологическую карту Урала и нашу схему тектоно-магматического и металлогенического районирования, — интрузивные комплексы для различных выделяемых зон не одинаковы. К синклинориям — прогибам и к их краям — по преимуществу приурочены ультраосновные и основные интрузии, а также сопровождающие их породы среднего состава и гранитоиды плагиоклазового ряда. К Восточно-Уральскому антиклинорию приурочены нормальные и лейкократовые граниты и щелочные породы. Однако в целом история магматической деятельности на восточном склоне Урала в течение среднего и верхнего палеозоя представляет собой столь цельную и закономерную картину, что нет смысла разрывать ее на части, а правильнее рассмотреть в целом.

В подробностях история магматической деятельности известна с верхнего силура. Но ей необходимо предпослать те отрывочные данные, которые имеются для более древних периодов.

Доверхнесилурийские интрузивные породы восточного склона

Древнейшей интрузивной формацией восточного склона является комплекс плагиогнейсов и плагиоклазовых гнейсо-гранитов, с которыми тесно связаны также гнейсо-граниты и гнейсо-аплиты с калишпатом и плагиоклазом. Эта формация особенно широко развита в Мугоджарах, где ее предположительно относят к архею. Характерным является мигматизация гнейсовой толщи, проникновение гранитов по сланцеватости гнейсов, бластез, явления гранитизации и ассимиляции пород кровли. В зоне гнейсо-гранитного комплекса довольно широко распространены пегматиты, местами несущие тантало-ниобиевое оруденение. Среди гнейсо-гранитной формации есть синхроничные ей габбро-амфиболиты. На северном и южном окончании гнейсо-гранитных масс в них нередко на большом протяжении наблюдаются «не уральские» широтные простирания складчатости, что позволило в Северных Мугоджарах выделить древнекаледонские (?) граниты, отличающиеся по своей внутренней тектонике от гнейсо-гранитов архея и прорывающих их. Их тектоника «уральская».

Севернее к тому же архейскому (?) комплексу следует отнести салдинскую массу плагиогнейсов и плагиогранитов. Галька последних обнаружена в конгломератах и аркозовых песчаниках, залегающих в основании вышележащей вулканогенной верхнесилурийской толщи.

Может быть, к древнему гнейсовому комплексу принадлежат также плагиогнейсы ильменского изверженного комплекса. Последние значительно мигматизированы молодыми варисскими гранитами. В пользу такого предположения, кроме петрографического сходства плагиогнейсов ильменского комплекса с древними плагиогнейсами, можно указать на наличие в верхнесилурийской вулканогенной толще вблизи ильменского комплекса прослоев аркозовых песчаников.

Имеются основания предполагать, что древние плагиограниты и плагиогнейсы были широко распространены на восточном склоне Урала, так как галька подобных пород и их песчаный материал обычны в нижнекарбоновой угленосной толще восточного склона Урала. Возможно, что эти древние породы были уничтожены молодыми варисскими гранитами.

В Северных Мугоджарах удалось отчетливо выделить еще одну древнюю гранитную формацию, предположительно древнекаледонскую. Ее более молодой, чем для описанного комплекса, возраст определяется тем, что эти граниты несогласно прорывают архейский (?) гнейсо-гранитный комплекс и заключают в себе большие участки гнейсовой кровли. В Северных Мугоджарах несогласные соотношения особенно ясны, так как в архейском комплексе на большом протяжении наблюдается широтное простирание кристаллизационной слоистости, вероятно на периклинных окончаниях крупных гнейсо-гранитных куполов, тогда как описываемые граниты характеризуются меридиональной линейной текстурой. В отличие от варисской гранитной формации эти граниты катаклазированы, прорваны варисскими гранитами и не обнаруживают контактового воздействия на средний палеозой. Визе ложится на граниты несогласно, с аркозами в основании. Предположительно возраст этой формации не моложе нижнекаледонского, поскольку все известные заведомо среднепалеозойские гранитоиды имеют другой состав и характер. К. И. Дворцова описывает эти граниты как олигоклаз-микроклиновые с биотитом. Плагиоклаз содержится в равном или преобладающем количестве по сравнению с калишпатом. Таким образом, по составу эти граниты сходны с варисскими. Эндогенных месторождений, связанных с ними, неизвестно.

Интрузивные породы верхнего силура и нижнего девона

Комплекс пород верхнего силура и нижнего девона, возможно включающий также верхнюю часть карадокского яруса, сверху и снизу отде-

лен несогласиями. Внутри комплекса регионально проявлено несогласие под верхним лудлоу, отвечающее арденнской фазе складчатости. Наоборот, несогласие, отвечающее эрийской фазе (под нижним девоном), на Урале выражено слабо и предположительно контактируется лишь в немногих местах. Также слабо выражены более древние несогласия: под средним лудлоу и между кабанской и именновской свитами, может быть также между черными сланцами и туфопесчаниками кабанской свиты и нижележащей эффузивной толщей. Напомним, что доверхнелудлоуские эффузивы представлены в основном двумя сериями пород: керато-спилитовой (диабазо-альбитофировой) и андезитовой, включающей также андезито-базальты и породы дацитового состава. Верхнелудлоуский вулканогенный комплекс на Среднем и Северном Урале представлен трахитовой серией пород, недосыщенных кремнекислотой, нередко оловиновыми базальтовыми порфиритами и другими основными породами с более или менее ярко выраженным щелочным составом.

На Южном Урале верхний лудлоу, повидимому, представлен нормальными андезитовыми и андезито-базальтовыми породами, хотя автору удалось здесь обнаружить и оливиновые базальтовые порфириты и туфы трахитовых порфиров.

Нижнедевонский эффузивный комплекс Южного Урала представлен диабазо-альбитофировой толщей.

К интрузиям верхнесилурийского или верхнесилурийско-нижнедевонского возраста относятся габбро-перидотитовая и перидотитовая формация Западной вулканогенной зоны и сопровождающие их породы среднего, кислого и щелочного состава: диориты и кварцевые диориты, плагиограниты и сиениты. Почти непрерывная цепь массивов основных и ультраосновных пород окаймляет с запада упомянутую вулканогенную зону, и для этих пород имеются данные, указывающие на доэйфельский возраст всего интрузивного комплекса.

Подобная же цепь массивов окаймляет вулканогенную зону с востока. Для возраста восточной цепи массивов не имеется определенных данных, но нет оснований приписывать им иной возраст, чем западной. Реже ультраосновные породы залегают в средней части вулканогенной зоны.

Строение описываемых интрузивных поясов не вполне однородно. Интрузии Западного пояса Северного и Среднего Урала (62—56° с. ш.) относятся к платиноносной габбро-перидотитовой формации. Здесь габбро резко преобладают над гипербазитами. Последние по площади выхода составляют вряд ли больше 1—2% и являются промышленно платиноносными. Замечательно диференцированное строение этих массивов. Дуниты окружены кольцом пироксенитов и иногда еще вторым кольцом тылаитов и оливиновых габбро. Вдоль восточного контакта массива с запада на восток последовательно располагаются полосами все более и более кислые породы, от габбро через диориты и кварцевые диориты до плагиогранитов. Местами несколько обособленно к восточной стороне описываемых интрузий примыкают сиениты (Тагило-Кушвинский район). Средние, кислые и щелочные породы, диориты, кварцевые диориты, плагиограниты, сиениты и соответствующие порфировые разности (диоритовые порфириты, плагиогранит-порфиры, сиенит-порфиры) залегают также в виде мелких интрузий среди верхнесилурийских эффузивов. Породы застывали в порядке следующей последовательности: дуниты; кольцо пироксенитов, возможно, представляющих собой результат взаимодействия между дунитами и габбро; габбро; габбро с диоритами, обычно связанные постепенными переходами; плагиограниты и гранодиориты, местами имеющие интрузивные соотношения с основными породами; сиениты. Самыми молодыми являются нефелиновые сиениты и жильные щелочные габброиды. Эта последовательность формирования главных членов сложной интрузии в общем та же, что и последовательность появления на земной поверхности эффузивных

пород второй половины верхнего силура. Мы видим далее, что габбро не подымаются выше спилитов и диабазов нижнего лудлоу; плагиограниты останавливаются среди альбитофиров среднего лудлоу; сиениты рвут и трахитовые порфиры верхнего лудлоу, но не подымаются выше.

Особенно тесную связь с эффузивами мы наблюдаем в малых интрузиях плагиогранитов, плагиогранит-порфиров, сиенитов и сиенит-порфиров, залегающих среди соответствующих по составу эффузивов.

Все это заставляет думать, что формирование габбро-перидотитовой интрузии происходило в течение верхнего силура параллельно с развитием соответствующего вулканического цикла. Малые интрузии кислых и щелочных пород этого комплекса нередко имеют субвулканический характер.

Галька почти всех членов габбро-перидотитовой формации вместе с ее кислыми дериватами, вплоть до плагиогранитов, роговики эндо- и экзоконтакта, скарны и магнетитовые руды — все это встречается в эйфельских конгломератах Северного Урала (на р. Северной Сосьве). Типоморфный минерал дунитов — платина (поликсен) обнаружен А. А. Кухаренко при массовом опробовании коры выветривания нижнедевонских песчаников западного склона Урала. Хромит, по данным того же исследователя, в песчаниках нижнего девона и эйфеля является обычным акцессорным минералом. Абсолютный возраст самого молодого члена интрузивного комплекса — сиенитов (определение по магнетиту контактово-метасоматических месторождений Кушвы и Нижнего Тагила) таков: гора Высокая 340 млн. лет; гора Благодать 340 и 365 млн. лет. По шкале времени это отвечает приблизительно концу силура — началу девона и согласуется с геологическими данными: сиениты очевидно комагматичны трахитовым порфирам верхнего лудлоу. Плагиограниты состоят из кислого, часто альбитизированного плагиоклаза, кварца и небольшого количества биотита. Обычно это лейкократовые или даже аплитовидные породы. Калишпат в них, как правило, отсутствует полностью. Нередко они имеют гранофировую структуру. Таблицы плагиоклаза окружены в таких породах грубым микропегматитом, состоящим из кварца и альбита. Обычные акцессоры — апатит и магнетит.

Сиениты представлены преимущественно нормальными разностями с плагиоклазом, ортоклазом и роговой обманкой. Наблюдаются переходы от них к диоритам и габбро.

С основными и ультраосновными породами комплекса связаны месторождения платины в дунитах, титаномагнетита — в пироксенитах и габбро, медных вкрапленников — в габбро, иногда вкрапленников сульфидов никеля — в габбро. С плагиогранитом и сиенитом связаны контактово-метасоматические месторождения железа и меди, иногда содержащие кобальт, а также жильные месторождения золота и изредка золото-ртутные месторождения.

На Южном Урале ту же структурную роль играют интрузии, представленные серпентинитами, преимущественно апогарцбургитовыми, лишь в небольших количествах сопровождаемые габбро. Эти массивы не платиноносны, но несут промышленные месторождения хромита. Однако на широте г. Миасса встречаются интрузии, которые как в смысле своего строения, так и по платиноносности представляют собой связующие звенья между платиноносной габбро-перидотитовой формацией и неплатиноносной гипербазитовой.

В гипербазитовых массивах Южного Урала мы иногда встречаем более древние, чем перидотиты, габбро-амфиболиты, слагающие краевую зону интрузий, нормальные габбро, более молодые, чем перидотиты и, наконец, жильные габбро-диабазы. Иногда гипербазиты сопровождаются подчиненными диоритами и плагиогранитами. В Мугоджарах интрузии последнего типа — диориты, гранодиориты, плагиограниты — имеют довольно широкое распространение в виде самостоятельных внед-

рений среди эффузивных пород верхнего силура. Галька их наблюдается в отложениях среднего и верхнего девона. Как и на Северном Урале, эти интрузии являются золотоносными.

Крупные ультраосновные интрузии описываемой формации прорывают верхний силур. Кластический материал гипербазитов и хромит на Южном Урале начинают попадаться в обломочных толщах, начиная с эйфельских или даже кобленцских отложений. Верхний девон и нижний карбон местами ложатся на гипербазиты трансгрессивно. Судя по этим данным, возраст гипербазитов Южного Урала близок к возрасту платиноносной габбро-перидотитовой формации.

Следует, однако, заметить, что мелкие внедрения серпентинитов на Южном Урале наблюдаются как в среднем, так и в верхнем девоне. Очевидно, концепция Гесса, согласно которой повторные внедрения гипербазитов в пределах одного и того же пояса не происходят, является неправильной.

С данным интрузивным комплексом связаны важнейшие месторождения хромитов Урала, коренные месторождения и россыпи осмистого иридия, мелкие месторождения меди (медистые магнетиты в серпентинитах), сульфиды никеля и кобальта и супергенные месторождения никеля и железа.

Интрузии Полярного Урала по своему геологическому типу носят как бы промежуточный характер между описанными типами. Габбро в них преобладают, плагиограниты играют существенную роль. Перидотиты развиты несравненно более широко, чем в платиноносной формации. Они представлены главным образом гарцбургитами с подчиненными дунитами и по распространению лишь немного уступают габбро.

Интрузивные породы среднего и верхнего девона

Верхний силур и нижний девон в смысле магматизма и общего геологического развития представляют собою определенный цикл, начинающийся основными эффузиями и интрузиями и заканчивающийся кислыми и щелочными. Конец цикла намечен затуханием вулканической деятельности и тектоническими движениями, результатом которых является регионально несогласное залегание среднего девона на подстилающих породах. Лишь в зонах прогиба это несогласие не удается установить.

Такой же цикл представляет собой средний и верхний девон, заканчивающийся тектоническими движениями в фаменском ярусе, повлекшими за собой в фамене почти полное затухание вулканической деятельности с отложением молассоподобных песчаников зилаирской свиты. Однако этот цикл более беден вулканическими событиями, которые протекали, повидимому, менее напряженно.

Как и для верхнего силура, интрузии среднего и верхнего девона тесно связаны с эффузивами. Характерной особенностью вулканогенных толщ среднего и верхнего девона является решительное преобладание среди них пород андезитового состава, сопровождаемых дацитовыми порфиритами и частью более кислыми породами. Лишь местами или в некоторые периоды кислые породы получают преобладание.

Характерным моментом является массовое появление диабазов в начале франского или в конце живетского века как в виде эффузий, так и в виде интрузивных залежей и силлей. Значение этой интрузивной фазы, повидимому, очень велико. Возможно, что к ней относятся многие интрузивные диабазы западного склона. Во всяком случае, живетская или франская фаза излияний хорошо проявлена на Тимане. Очень широкое развитие диабазы этой фазы получили на Северном Урале, в Ивдельском и Серовском районах, в виде даек и пластовых залежей. Здесь с ними связано контактово-метасоматическое железорудное месторождение 1-го Северного рудника и золоторудная минерализация, интересная главным образом россыпными проявлениями.

Не меньшее развитие жильные диабазы близкого возраста имеют на Южном Урале, где целые большие районы сплошь пересечены диабазовыми дайками, по разрезу не поднимающимися выше верхнего девона, в отложениях которого встречается их галька. С диабазами здесь связаны рудные проявления: контактово-метасоматические месторождения железа и золотое оруденение (россыпи).

Среди вулканогенных толщ среднего и верхнего девона, в частности среди порфиритов кислого состава, нередки небольшие гипабиссальные или субвулканические интрузии диоритов, кварцевых диоритов, гранодиоритов и сиенито-диоритов. Весьма вероятно, что время их внедрения относится к среднему и верхнему девону, но доказать с несомненностью это трудно. Непосредственного перекрытия более молодыми отложениями не наблюдается, а гальку подобных пород, известную в отложениях франского и фаменского ярусов верхнего девона, нельзя с уверенностью отличить от более древних интрузивных пород того же состава, принадлежащих силуро-девонскому (S_2—D_1) циклу. Для суждения о возрасте, таким образом, остаются преимущественно косвенные данные: локальная связь с центрами излияний сходных по составу эффузивных пород, гипабиссальный или даже субвулканический тип интрузий и распространение интрузий в стратиграфическом разрезе.

В качестве примера назовем интрузию гранодиоритов и кварцевых диоритов Турьинских рудников. Эта интрузия расположена среди одного из самых крупных на Урале полей развития дацитовых роговообманковых порфиритов среднего девона и петрохимически ее породы близки к эффузивам. Способ проникновения интрузии в пределы рудного поля в виде крутостоящих внедрений вдоль кольцевой зоны опускания напоминает механизм кольцевых даек и совершенно не свойствен орогенным верхнепалеозойским интрузиям. Интрузия имеет мелкозернистую и порфировую краевую зону и характеризуется отсутствием нормальной гранитной тектоники. Она сопровождается диоритовыми порфиритами. В рудниках известен целый комплекс абиссофобных минералов: пумпеллиит, датолит, цеолиты. Повидимому, здесь вскрыты глубоко размытые корни вулканического аппарата. Рудоносные кварцевые диориты прорывают эйфельские известняки и, повидимому, достигают нижних горизонтов живетского яруса. В районе рудников, несомненно, существовали и более древние, тоже среднедевонские, кварцевые диориты и диорит-порфириты, обломки которых встречаются в грубых туфах роговообманковых порфиритов, пересекаемых рудоносной интрузией. С описанной интрузией связаны широко известные контактово-метасоматические месторождения меди и железа, содержащие также кобальт, молибден, немного свинца и цинка, а также золоторудные жилы.

Другим примером является сиенито-диоритовая интрузия горы Малый Кумач в Учалинском районе, залегающая среди роговообманковых порфиритов верхнего девона. Она также носит явные признаки субвулканических интрузий как в своем строении, так и в составе. С интрузиями подобного типа на Южном Урале связаны некоторые золоторудные месторождения (Малый Коран и др.).

Интрузивные породы нижнего карбона

Магматические процессы нижнего карбона также представляют собой ясно очерченный цикл, отделенный снизу несогласием в верхах фаменского яруса и сверху — несогласием между нижним и средним карбоном. Начало цикла характеризуется обширными излияниями диабазов и порфиров в турнейском веке. В визейском веке вулканизм постепенно замирает, причем к нормальным типам горных пород в это время присоединяются щелочные или недосыщенные кремнекислотой разности. Со второй половины визе эффузивная деятельность прекращается,

и в конце нижнего карбона происходит внедрение малых гипабиссальных интрузий, среди которых наряду с диоритами, гранодиоритами и гранитами не малую роль играют породы граносиенитового и сиенитового состава, а также щелочные натриевые разности. Гранитоиды магнитогорско-гумбейского типа давно были отмечены как особая гипабиссальная разность варисских гранитов Урала. В настоящее время накопился материал, заставляющий признавать в них проявления особой, более ранней интрузивной фазы, падающей на границу нижнего и среднего карбона и тесно связанной с порфировой формацией нижнего карбона. Эти породы рассматриваются автором частично в качестве настоящих субвулканических интрузий, частью в качестве интрузий, непосредственно завершающих эффузивный цикл и предшествующих главной фазе внедрения орогенных варисских гранитов Урала. От последних они отличаются как по составу, так и по способу залегания и по отношениям к вмещающим породам.

Гранитоиды магнитогорско-гумбейского типа. Главная область распространения гранитоидов магнитогорско-гумбейского типа находится между гг. Верхнеуральском и Орском и совпадает с областью развития порфиров нижнего карбона. Отдельные представители их встречаются далеко на север, вплоть до района Свердловска, а на юге — в Северных Мугоджарах. Гранитоиды близки к эффузивным порфирам петрографически. Интрузии сопровождаются большим количеством гипабиссальных пород, так что иногда трудно провести границу между интрузивными и эффузивными разностями. В контакте они дают пироксеновые роговики (на границе с диабазами) и скарны.

Небольшие массивы гранитоидов имеют пестрый состав и иногда обнаруживают правильное зональное строение. По составу слагающие их породы изменяются от кварцевых диоритов и диоритов до аплитовидных гранитов. Не малую роль играют граносиениты и в некоторых массивах щелочные эгириновые, риббекитовые и арфведсонитовые граниты и сиениты. Такие же разности известны в эффузивной толще. Все это наводит на мысль о комагматичности гранитоидов с порфирами. Дальнейшим подтверждением этого являются находки гальки многих представителей магнитогорских гранитоидов в конгломератах нижнего и среднего карбона восточного склона и в артинских конгломератах западного. Во всех случаях в конгломератах нет никаких признаков материала «нормальных» варисских гранитов Урала и связанных с ними контактово-метаморфических пород. Важные наблюдения над структурой массива магнитогорского типа на р. Увельке сделал И. В. Ленных. По его наблюдениям, пестрый по составу интрузив имеет кольцевое строение в плане и воронкообразное в разрезе, живо напоминая кольцевые интрузии, происходившие в условиях «пассивной рамы». Рядом с подобной интрузией обнаружен небольшой массив «нормальных» варисских гранитов. По своей внутренней тектонике он принадлежит к типу «диапир-плутонов». Апофизы этого массива пересекают кольцевой комплекс магнитогорского типа.

Наконец, абсолютный возраст магнитогорских гранитов определяется в 240 и 245 млн. лет, т. е. приблизительно относится к концу нижнего карбона. Таким образом, эти граниты древнее, чем орогенные граниты Урала.

С указанными выше интрузиями связано известное, может быть крупнейшее в мире, контактово-метасоматическое месторождение железа (гора Магнитная), кварцевые золоторудные и золотошеелитовые жилы, а также жилы барита (в эффузивной толще).

Ультраосновные интрузии карбона. Главной областью распространения этих интрузий является Восточная вулканогенно-осадочная синклинальная зона. Как и интрузии силуро-девонского цикла, они располагаются преимущественно по краям синклинория,

часто проникая вдоль контакта отложений карбона с более древними толщами и «выползая» на края прилегающих антиклинальных структур. Интересно, что, как и Западной зоне, северные массивы Алапаевского района сопровождаются большим количеством габбровых и даже более кислых пород — вплоть до плагиогранитов, сходных с плагиогранитами Западной вулканогенной зоны. На юге развиты чисто гипербазитовые массивы. По своему составу они ничем существенно не отличаются от описанных выше гипербазитовых интрузий силуро-девонского цикла. Поэтому здесь можно ограничиться приведением данных лишь о возрасте этих интрузий. В ряде случаев интрузии прорывают и метаморфизуют визейские известняки; гальки их встречены в конгломератах среднего карбона. По этим данным интрузии можно относить к самому концу нижнего карбона, к намюрскому ярусу. В последнее время А. А. Пронин (1948 г.) привел данные в пользу их верхневизейского возраста. С гипербазитами карбона связаны месторождения хромита и асбеста.

Варисские орогенные граниты

Варисские граниты «нормального типа» прорывают и метаморфизуют отложения верхнего визе, а также варисские серпентиниты. На отложениях намюра или низов среднего карбона автор также наблюдал признаки слабого ороговикования (биотитизации), отвечающие внешней зоне контактового ореола. Тем самым определяется нижний предел возраста гранитов, а верхний предел по существу остается открытым. Можно только сказать, что граниты старше предъюрской коры выветривания. Определенных указаний на нахождение материала варисских гранитов к верхнетриасовых отложениях восточного склона не известно. Есть не проверенные опытными петрографами указания на находку гальки «нормальных» варисских гранитов в верхнепермских отложениях западного склона.

Интрузия гранитов происходила, очевидно, одновременно со складчатостью, о чем говорят широкое развитие гнейсо-гранитов и закономерное соотношение между складчатыми структурами и гранитными массивами. Как правило, граниты тяготеют к антиклинальным структурам. Наклон массивов в ряде случаев совпадает с наклоном складок и т. д.

Внутренняя тектоника массивов закономерно связана с формами складчатости. Тектонические движения происходили и после застывания гранитов, так как во многих местах, особенно на востоке, широко развиты гранитные катаклазиты.

Верхнепалеозойские граниты восточного склона представляют собой интрузивную формацию, резко отличающуюся и от среднепалеозойских гранитоидов, давно объединенных под именем «плагиогранитной формации», и от «микроклин-пертитовых» гранитов зоны Урал-Тау и западного склона.

Эта формация не вполне однородна по составу, тектоническим особенностям интрузий и по возрасту. В ее состав входят граниты нормального ряда, порфировидные граниты, гнейсо-граниты и мигматиты, гранит-аплиты и аляскиты, гранодиориты и плагиограниты, в подчиненном количестве кварцевые диориты, диориты, граносиениты, сиениты, щелочные граниты. С верхнепалеозойской гранитной формацией тесно связаны натриевые щелочные породы ильменогорского комплекса: щелочные граниты, сиениты и нефелиновые сиениты. Наиболее известным и распространенным типом среди последних являются миаскиты.

Среди варисских гранитов одним из характерных типов является серый микроклин-олигоклазовый гранит с буро-зеленым биотитом. Другой характерный тип — порфировидный, значительно более богатый

калием гранит. Сколько-нибудь яркая красная окраска для варисских гранитов мало обычна.

По условиям залегания, как указал еще А. Н. Заварицкий, следует различать глубинный тип интрузий, образующих гранито-гнейсовые массивы с широким развитием явлений мигматизации, с обильной пегматитовой фазой и соответствующей металлогенией. Проникновение их сопровождается преобразованием пород кровли в гнейсы и амфиболиты. Сюда следует отнести интрузивный комплекс Ильменских и Вишневых гор, Сысертский массив, гнейсо-граниты и мигматиты Мурзинской интрузии. В некоторых случаях гнейсы кровли, может быть, представляют собой участки древнего плагиогнейсового фундамента Урала. Сысертский и Ильменогорский гранито-гнейсовые массивы имеют брахиантиклинальное строение. Граниты и пегматиты проникают прежде всего между слоями гнейсов и кристаллических сланцев. В Мурзинской интрузии, наклоненной на восток, мигматиты развиты в западной, нижней, части интрузии. Все эти интрузии можно сопоставить с мигмаплутонами *Клооса и Риттмана*.

Наиболее распространенный тип крупных гранитных интрузий Урала характеризуется по крайней мере частично дискордантными ограничениями при общем тяготении к антиклинальным и брахиантиклинальным структурам. В плутонах этого типа мы встречаем породы гранодиоритового и гранитного рядов. Гнейсо-граниты имеют подчиненное развитие в краевых частях интрузии. Пегматиты и инъекционные гнейсы не имеют значительного развития. В контактах развиты биотитовые сланцы, иногда с гранатом, кианитом и другими минералами, биотитовые мелкозернистые гнейсы и амфиболиты. Эта зона глубинного контактового метаморфизма быстро сменяется внешней метаморфической зоной с развитием хлорита, альбита и актинолита. Интрузии описанного типа отвечают диапир-плутонам Клооса и Риттмана.

По химическому составу варисские гранитоиды Урала также обнаруживают *значительное разнообразие, изменяясь от гранодиоритов* и кварцевых диоритов до нормальных гранитов, аплитовидных и аляскитовых гранитов. Последние разности имеют незначительное распространение. Встречаются также щелочные граниты, сиениты и граносиениты.

С гранитной формацией Урала тесно связан щелочной комплекс Ильменских и Вишневых гор с миаскитами, щелочными сиенитами и гранитами.

Основные разновидности гранитоидов представлены гранодиоритами. Среди более кислых и более богатых щелочами разностей следует различать две ветви: натриевую, дающую в крайних представителях настоящие *щелочные натриевые граниты и граносиениты, и калиевую*, в кислых представителях которой калий преобладает над натрием. К этой ветви принадлежат аляскитовые граниты Урала. Впрочем, типичные *калиевые щелочные граниты в узком смысле слова среди варисских* гранитов Урала не известны.

В сложных массивах гранитоидов нередко можно наблюдать признаки последовательного внедрения различных по составу пород. Так, И. И. Чупилин в Челябинском и Кочкарском массивах выделял более древнюю гранодиоритовую и более молодую гранитную интрузивные фазы. И. В. Ленных в кочкарском комплексе насчитывает до четырех интрузивных фаз, а именно от более древних к более молодым: 1) гранодиориты — адамеллиты — плагиограниты; 2) гнейсо-граниты; 3) нормальные, большей частью порфировидные граниты; 4) лейкократовые аляскитовые граниты, аляскит-порфиры. В некоторых интрузиях последняя фаза характеризуется крупнозернистой или пегматитовой структурой.

Убедительны доказательства перерыва между первой группой плагиоклазовых гранитоидов и нормальными гранитами. Оба типа гранитоидов имеют свою особую свиту жильных пород и рудных жил. Граниты дают интрузивный контакт с породами гранодиоритовой серии, заключают ксенолиты не только последних, но и пород жильной свиты, а также так называемых табашек, т. е. околожильных гидротермальных или пневматолито-измененных пород.

Хорошо доказывается также наиболее молодой возраст последней группы пород: лейкократовых и аляскитовых гранитов и их порфиров. Местами эта интрузивная фаза проявляется в виде небольших штоков и куполов, в других массивах скорее играет роль молодой жильной фазы.

Доказательства перерыва между гнейсовидными и порфировидными гранитами не столь четки и определенны. Каждая из указанных интрузивных фаз характеризуется своей металлогенией. И в этом отношении гнейсовидные и порфировидные граниты практически не отличаются друг от друга.

Некоторые авторы насчитывают еще дополнительные интрузивные фазы, например между различными разновидностями порфировидных гранитов Челябинской интрузии (Куплетский, 1947 г.).

Интрузивные проявления более молодые, чем аляскитовые граниты на Урале, с достоверностью не установлены. Среди гранитных интрузий, например Черноборской, известны обособления щелочных гранитов, граносиенитов и сиенитов; известны граносиенитовые интрузии среди верхнепалеозойских отложений (уровня которых описанные граниты никогда не достигают), но соотношения всех этих пород, отличающихся повышенной щелочностью, с аляскитовыми гранитами не выяснены. Недостаточно известна и их металлогения.

В общем, в целях металлогенической характеристики гранитоидов необходимо выделить три их типа: а) ряд существенно плагиоклазовых пород (гранодиорит—плагиогранит); б) ряд нормальных гранитов; в) ряд лейкократовых и аляскитовых гранитов.

Варисские гранитные массивы располагаются несколькими поясами. Первый, западный пояс на севере начинается в Ново-Лялинском районе отдельными выходами гранитов, обнажающимися из-под покрова палеогена. Далее к югу ему принадлежат Салдинская, Верхисетская, Сысертская, Ильменогорская и Ахуновская интрузии. На южном продолжении пояса, по первому впечатлению от карты, располагается цепь массивов гранитоидов гумбейско-магнитогорского типа, однако в действительности зона интрузий последнего типа располагается восточнее и представлена лишь мелкими массивами и дайками.

Северные интрузии Ново-Лялинского района сложены преимущественно породами гранодиоритового ряда. Салдинская интрузия плохо обнажена и слабо изучена. Вдоль ее западного края развиты плагиоклазовые разности гранитоидов. Строение интрузии, повидимому, отличается большой сложностью, и в ее составе возможно принимают участие не только варисские гранитоиды. В районе интрузии известны шеелитоносные кварцевые жилы.

Верхисетская интрузия ясно приурочена к антиклинальной структуре северо-северо-восточного простирания, направленной несколько косо к простиранию пояса гранитных интрузий. Интрузия относится к типу вертикальных плутонов и лишь несколько наклонена на восток. Соответственно контактовый ореол более ярко выражен по ее западному контакту. Вдоль этого же края развиты гранитоиды плагиоклазового ряда, а большая часть интрузии сложена нормальными биотитовыми гранитами. В восточной части интрузии незначительное развитие имеют лейкократовые, обычно пегматоидные разности. У северного

конца интрузии известно большое число золоторудных месторождений и три вольфрамовых.

Сысертская интрузия также приурочена к антиклинальной структуре, расположенной кулисообразно по отношению к предыдущей со смещением к юго-востоку, и также наклонена (опрокинута) в восточную сторону. На востоке интрузии, т. е. в лежачем боку, развито мигматитовое поле. В составе интрузии преобладают нормальные биотитовые и двуслюдяные граниты. Заметное развитие имеют пегматиты, и вообще интрузия обнаруживает признаки более глубинного характера, чем Верхисетская. К северной части интрузии и к ее сателлитам приурочено несколько редкометальных месторождений вольфрама и молибдена.

Ильменогорская интрузия. Ильменогорская интрузия представляет собой сильно вытянутую антиклинальную структуру, сложенную гнейсами, мигматитами и крутопадающими интрузиями гранитов, щелочных гранитов, щелочных сиенитов и миаскитов. Большое развитие *имеют гранитные, сиенитовые и нефелино-сиенитовые пегматиты.*

В северной части интрузия опрокинута на восток, в южной — к западу. Интрузия расположена на участке максимального подъема «гранитной оси» западного пояса гранитов, и здесь вскрывается наиболее глубинный тип их. В связи с этим металлогения интрузии носит ряд своеобразных черт. Это — типичная область проявления пегматитовых процессов. Пневмогидротермальные месторождения отсутствуют. Пегматитовые месторождения являются источником полевого шпата, нефелина, слюд, драгоценных камней, редкоземельных металлов, ильменита, ниобия, тантала, циркония. Известны месторождения молибденита. Полевые шпаты и слюды содержат тяжелые щелочные металлы.

Ахуновская интрузия является самой южной в западном поясе. Судя по составу пород интрузии и характеру метаморфизма пород кровли, *она принадлежит к плутонам средней глубины.*

В мелких сателлитах интрузии значительное развитие имеют гранитоиды плагиоклазового ряда. Главный интрузив Ахуновского бора сложен нормальными микроклиновыми гранитами с переходами в гранодиорит и плагиоклазовый гранит.

Таким образом, в западном поясе гранитов мы видим признаки постепенного вздымания гранитной оси, или появления все более глубинных фаций гранитов от северного и южного конца к центральной части, расположенной против Уфимского плато (Ильменогорская интрузия).

Интрузии северного крыла пояса расположены по отношению друг к другу кулисообразно с отступлением более южных на юго-восток, что объясняется кулисообразным расположением антиклинальных складок, к которым приурочены интрузии. *Эти брахиантиклинальные складки,* идущие несколько косо к гранитной оси, раздуваются при пересечении с последней. Особенно ясно устанавливается это для Верхисетской интрузии.

Гранитные интрузии второго пояса на севере начинаются громадной Мурзинской интрузией. Далее к югу следует Юго-Коневская и Тюбукская, составляющих северное крыло гранитного пояса. В южном крыле находятся сходные между собой Челябинская, Кочкарская, Джабык-Карагайская и Сувундукская интрузии, которые располагаются несколько кулисообразно друг по отношению к другу с отступанием более южных массивов к юго-западу.

Мурзинская интрузия. Мурзинская интрузия, очевидно, должна быть отнесена к интрузиям с глубоким эрозионным срезом. Вдоль ее западного контакта, т. е. в лежачем боку интрузии, на протяжении не менее 70 *км* широкой полосой развиты инъекционные гнейсы и мигматиты с обильными пегматитами, давно славящиеся своими месторождениями цветных камней. Судя по текстурным признакам,

падение интрузии восточное и она, следовательно, опрокинута навстречу Верхисетской интрузии. В составе самой интрузии преобладают богатые калием биотитовые равномернозернистые, порфировидные и крупнозернистые граниты.

Золоторудные и редкометальные месторождения приурочены почти исключительно к восточному контакту интрузии. Среди них наибольшее значение имеют месторождения берилла и молибдена, частично висмута и вольфрама.

Шилово-Коневская интрузия. Эта интрузия, изображавшаяся ранее на геологических картах в виде одного сплошного гранитного поля, при более детальном картировании оказалась состоящей из ряда мелких гранитных массивов, возможно апикальных выступов крупной интрузии. Эрозионный срез интрузии неглубокий. Устанавливается довольно пологое восточное падение контактов, в связи с чем, вероятно, бóльшая часть месторождений оказывается расположенной на восточных контактах отдельных массивов. Контактовый ореол сложен амфиболитами, близ гранитов подвергающимися биотитизации.

По Б. М. Куплетскому (1947 г.), в Коневской интрузии наблюдаются две последовательные интрузивные серии пород. К более ранней относятся мелкозернистые биотитовые граниты коневского типа и их эндоконтактовые разности, гибридизированные граниты и связанные с ними аплиты и пегматиты. Ко второй интрузивной фазе относятся средне- и крупнозернистые граниты, порфировидные граниты и аляскитовые граниты. С ними связаны пегматиты и аплиты второй фазы интрузии. Количественные соотношения плагиоклаза (олигоклаза) и калишпата в гранитах первой фазы от 2 : 1 до 1 : 1. Соотношение кислого плагиоклаза к микроклину в гранитах второй фазы обратное, от 1 : 2 (иногда 1 : 3) до 1 : 1.

С гранитами второй интрузивной фазы связаны месторождения вольфрамита и шеелита. В шлихах встречен касситерит.

Южные интрузии второго пояса — Челябинская, Кочкарская, Джабык-Карагайская — в своем составе и строении обнаруживают много сходных черт. Их можно считать классическими представителями того типа гранитных интрузий Урала, которые ближе всего подходят к типу диапир-плутонов. На основании изучения этих интрузий И. И. Чупилин установил наличие двух интрузивных фаз: первой — гранодиоритовой и второй — гранитной. И. В. Ленных насчитывает до четырех фаз (см. выше) и дает их раздельную металлогеническую характеристику. Им же детально изучена внутренняя тектоника ряда массивов. При этом выяснилось, что гранодиориты, с одной стороны, и граниты — с другой, строят свои собственные самостоятельные диапировые купола, прорванные несогласно куполами гранитов.

Гранитоиды первой интрузивной фазы, образующие ряд гранодиорит—плагиогранит, в этих сложных комплексах слагают преимущественно периферические массивы и иногда имеют значительное площадное развитие (Кочкарская и Челябинская интрузии). Интересно, что они в Кочкарской интрузии тяготеют к крыльям синклинория Восточной вулканогенно-осадочной зоны. В Челябинской интрузии бóльшая площадь плагиоклазовых гранитоидов расположена в средней части массива, пересекающего здесь упомянутую синклинальную зону.

Преобладающее развитие в интрузиях имеют лейкократовые, богатые калием граниты нормального типа, часто порфировидные. По периферии граниты нередко гнейсовидны. Аляскитовая интрузивная фаза имеет подчиненное развитие и представлена жильными породами и мелкими куполами. Также редки щелочные натровые граниты и граносиениты (известные, например, в Черноборском массиве кочкарского комплекса). Пегматиты имеют сравнительно небольшое развитие и сопровождают граниты и реже гранодиориты. Отдельные интрузии

располагаются в брахиантиклинальных вздутиях. По И. В. Ленных, в кочкарском комплексе складки вмещающих пород по обе стороны интрузии опрокинуты навстречу друг другу. Контактовые изменения выражены в развитии биотитовых сланцев и амфиболитов, иногда узких полос гнейсов.

С гранодиоритами Челябинской и Кочкарской интрузий связаны важные золоторудные и золото-мышьяковые месторождения. Меньшее значение имеют вольфрамовые, шеелитовые и золото-шеелитовые месторождения и редки висмутовые. Следует отметить наличие метасоматических свинцово-цинковых месторождений в известняках, связанных с гранодиоритами.

Сувундукская интрузия остается слабо изученной. Отметим широкое развитие в ее пределах двуслюдяных гранитов и присутствие небольших позднейших внедрений лейкократовых гранитов. Небольшой Айдырлинский сателлит этой интрузии сложен гранодиоритами и характеризуется типичной для последних металлогенией. Здесь известно крупное золото-сульфидно-шеелитовое месторождение. С Сувундукской интрузией связан также ряд золоторудных, вольфрамовых и несколько небольших висмутовых и молибденовых месторождений. С Рымникским сателлитом лейкократовых гранитов связано наиболее значительное на Урале проявление оловянного оруденения — небольшая россыпь касситерита с промышленным содержанием.

На юг этот пояс интрузий уходит в Мугоджары, для которых нам известна лишь суммарная характеристика варисских гранитов. Это равномернозернистые или порфировидные нормальные биотитовые граниты. Порфировидные фации типичны для центральных частей массивов. По периферии интрузий развиты гранодиориты, кварцевые диориты и диориты. Жильные породы представлены аплитами и аплитовидными породами. С гранитами связаны золоторудные месторождения, жильные месторождения меди и редких металлов.

Самый восточный пояс гранитных интрузий, в который входят интрузии Троицкая, Джетыгаринская, Адамовская, хорошо обнажен только на юге Урала, в Притобольской зоне. Здесь преобладают гранитоиды плагиоклазового ряда. По К. И. Дворцовой, большая часть гранитов Адамовской интрузии относится к древним доварисским породам. Нет уверенности в принадлежности целиком к варисским интрузиям и гранитоидов Джетыгаринского массива.

Структурно эти интрузии располагаются в восточной вулканогенно-осадочной зоне. Их металлогения отличается рядом особенностей, сближающих их с интрузиями западной вулканогенной зоны: контактово-метасоматические месторождения железа, золоторудные и полиметаллические месторождения, не содержащие вольфрама, и т. д.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР УРАЛА И ПОЛОЖЕНИЕ В НИХ ИНТРУЗИВНЫХ КОМПЛЕКСОВ

Мы уже довольно подробно осветили эти вопросы в первой главе. Поэтому здесь можно изложить их кратко. Характеристику даем по выделенным в первой главе зонам.

Западное Приуралье. Верхнепалеозойские отложения Западного Приуралья, слабо дислоцированные вдоль своего восточного края, в направлении на запад быстро приобретают горизонтальное или слегка волнистое залегание. Исключение представляет район Пай-Хоя, где артинские отложения подчас дислоцированы интенсивно.

Местами, даже в верхнепермских отложениях, наблюдались сбросовые дислокации, к которым приурочены барито-кальцитовые жилы.

Западный склон Урала, Башкирское поднятие и зона Урал-Тау.

1. Подзона среднепалеозойских и карбоновых отложений западного склона Урала (D_2—C_3). Эта подзона характеризуется правильными складками со средними углами падения и с тенденцией опрокидывания складок на запад. В ряде районов складчатые структуры осложнены разрывами и надвигами, также направленными с востока на запад.

2. Подзоны нижнего палеозоя и докембрия. Башкирское поднятие представляет собой крупное антиклинальное сооружение, рассеченное продольными надвигами и разрывами поперечного направления. Строение антиклинория несимметрично: древнейшие свиты выходят у его восточного крыла, у границы с Зилаирской синклинальной зоной, западное крыло антиклинория более растянуто. Складки опрокинуты на запад и при этом часто имеют изоклинальное строение. Развиты чешуйчатые структуры с надвиганием с востока на запад. Оруденение нередко контролируется поверхностными напластованиями; например, железорудные месторождения часто подчинены какому-либо стратиграфическому горизонту, контролируясь экранирующими прослоями. Это обстоятельство послужило исходной точкой для представления о первично-осадочном генезисе железных руд. Железные руды приурочены к нескольким свитам разреза.

В древних свитах имеется несколько несогласий, отмеченных в стратиграфической части: а) между тараташской и айской свитами; б) между бакальской и зигальгинской; в) между авзянской и зильмердакской; г) между миньярской и ашинской свитами.

Антиклинорий Урал-Тау на всем протяжении характеризуется интенсивной складчатостью и метаморфизмом. Складки имеют крутой и изоклинальный характер и осложнены разрывами. В деталях складчатое строение антиклинория до сих пор остается неясным. Так, на Южном Урале антиклинорий является асимметричным. Наиболее древние толщи выходят у его восточного края. В Ляпинском крае, по К. А. Львову, антиклинорий имеет веерообразное строение: складки опрокинуты на западе в западную сторону и на востоке — в восточную.

Западная вулканогенная зона. К этой структуре по особенностям стратиграфического разреза, вулканизма и металлогении очень близки также Зилаирский синклинорий и Сакмарская зона.

Зилаирский синклинорий имеет круто поставленные крылья и характеризуется сложной мелкой складчатостью в средней своей части. Складки располагаются веерообразно.

Расположенная южнее Сакмарская зона, сложенная преимущественно силурийскими породами, обладает сложной и мелкой брахискладчатостью, осложненной рядом продольных разрывов. Ультраосновные интрузии Краков, расположенные в северной части синклинория, вероятно принадлежат к типу пологолежащих плутонов. Контакты их с кровлей имеют согласный характер.

Западная вулканогенная зона имеет строение сложного синклинория. Края синклинория обычно круто поставлены и примыкают либо к интрузивным массивам, либо к антиклинориям, сложенным метаморфическими сложно дислоцированными толщами.

По простиранию схематически этот синклинорий можно разбить на три участка. И. И. Горский назвал Тагильским погружением участок к северу от г. Кушвы, Магнитогорским погружением — участок к югу от г. Миасса. Оба погружения отличаются более пологой и простой складчатой структурой и слабым метаморфизмом вулканогенных толщ. Средний сжатый и суженный участок испытал наибольшие тектонические напряжения. Вулканогенные толщи смяты здесь в изоклинальные крутые складки, метаморфизованы и кливажированы. На севере этого участка складки опрокинуты к востоку, на юге — к западу.

На всем протяжении западной вулканогенной зоны в ней более или менее отчетливо выделяются две, а местами три подзоны: Западная

спилито-диабазовая на Южном Урале, Центральная андезитовая зона прогиба и Восточная диабазо-альбитофировая. По своему тектоническому строению Западная и Центральная зоны имеют характер сложных синклинориев. Между Западной и Центральной зонами наблюдается зона нарушений в виде целой системы расположенных кулисами надвигов с востока на запад или крутых, опрокинутых на запад складок. Эта граница является важнейшей скрытой (глубинной) тектонической структурой вулканической зоны. Судя по положению в вулканогенной зоне, этот «глубинный разлом» можно сравнить с поверхностью глубокофокусных землетрясений современных «живых» орогенов. Вдоль него располагается большая часть эндогенных месторождений — колчеданных, золоторудных и контактово-метасоматических. Непосредственно месторождения контролируются частными более мелкими структурами. Колчеданные месторождения контролируются поверхностями напластования — контактами основных (обычно составляющих висячий бок) и кислых эффузивов, экранирующими прослоями сланцев. Повидимому, значение имеют небольшие брахиантиклинали, в куполе и крыльях которых залегают многие колчеданные месторождения и целые их группы. Зоны рассланцевания и мелкие интрузии, расположенные вблизи указанной границы, являются контролирующими структурами многих золоторудных месторождений. Рудными структурами второго порядка являются также контакты интрузий серпентинитов.

Складки в Тагильском погружении в общем дают незначительный наклон к западу или расположены симметрично. На Среднем Урале изоклинальные складки наклонены то на восток, то на запад. В Магнитогорском погружении наблюдается опрокидывание складок веерообразно на оба прилегающих к вулканогенной зоне антиклинория.

Крупнейшие интрузии серпентинитов и габбро располагаются на крыльях синклинория между верхним силуром и нижним палеозоем. Возможно, что «корнями» эти интрузии уходят в центральную зону прогиба, проникая по глубинным разломам, ее ограничивающим. На такую мысль наводят особенности Южно-Уральских массивов гипербазитов, Халиловского, Хабарнинского и Кемпирсайского. Изучение их внутренней структуры и соотношений с кровлей указывает на то, что в пределах спилитовой зоны они залегают полого. Восточным пределом распространения интрузий является здесь граница между спилитовой и андезитовой зонами, где гипербазиты имеют характер вытянутых крутостоящих пластообразных залежей (район Ишкинино). Вытянутые по простиранию интрузии у западного края вулканогенной зоны с антиклинорием Урал-Тау также являются крутостоящими.

Внутри вулканогенной зоны интрузии серпентинитов являются обычно межпластовыми, наклонными, антиклинальными или синклинальными. Указывалось также, что они нередко располагаются вдоль надвигов.

Структурные отношения мелких интрузий средних, кислых и щелочных пород в вулканогенной зоне недостаточно изучены. Известно, что местами они проникают по крутым разломам, иногда имеют трубообразную форму и перпендикулярны пластам. Наблюдались также лакколиты.

Восточно-Уральский антиклинорий. Восточно-Уральский антиклинорий, пожалуй, является наименее изученной структурой Урала. На основании примеров отдельных детально изученных районов и исследования тектоники гранитных интрузий выясняется, что для антиклинория характерны сжатые изоклинальные складки, опрокинутые навстречу друг другу по направлению к средней линии антиклинория.

Мы уже останавливались на тектонических условиях размещения гранитных интрузий. Для последних характерны две особенности: расположение поясами и кулисообразное расположение интрузий в поясах.

Интрузии, как правило, приурочены к антиклинальным структурам и при уидации осей складок располагаются в местах вздымания последних.

Кулисообразное расположение интрузий на примере Салдинской, Верхисетской и Сысертской, для которых достаточно ясна структура пород кровли, объясняется тем, что они расположены на брахиантиклинальных вздутиях соседних антиклинальных структур. Последние идут параллельно, но пересекают под острым углом гранитный пояс.

Лобопытно также, что к северу от выступа Уфимского плато, в северном крыле первого пояса более южные из кулисообразно расположенных массивов находятся к юго-востоку от северных, а к югу от выступа в цепи массивов южной ветви второго пояса (Челябинский, Кочкарский, Джабык-Карагайский) южные массивы отступают на юго-запад по отношению к соседним северным. Можно думать, что кулисообразное расположение интрузий на параллельных антиклинальных складках зависит от несоответствия между нижним глубоким этажом структур и верхним.

Можно привести и другие примеры такого несоответствия. Так, в северной части Западной вулканогенной зоны (Тагильское погружение) складки внутри последней направлены несколько косо по отношению к окаймляющим вулканогенную зону массивам основных и ультраосновных пород. Предполагаемый глубинный разлом, отделяющий андезитовую подзону прогиба от Западной, также расположен под небольшим углом к структурам верхнего этажа (надвигам, антиклинальным складкам, проходящим над ним).

Размещение рудных месторождений в описываемом поясе контролируется прежде всего гранитными интрузиями и их типом. Месторождения располагаются внутри интрузий, большей частью в их периферических частях, близ контакта или в контактовом ореоле. Небольшие купола и сателлиты особо благоприятны для локализации оруденения.

Далее обращает на себя внимание преимущественное расположение месторождений вдоль восточных контактов массивов второго гранитного пояса. Это можно связывать с наклоном контактов гранитных интрузий на восток. С иным характером контроля мы встречаемся в Айдырлинской группе редкометальных месторождений (в восточной и юго-восточной частях Сувундукской интрузии). Здесь отмечается разлом, на поверхности фиксируемый целым поясом кварцевых жил. Этот пояс пересекает главное тело Сувундукской интрузии, Айдырлинский сателлит, кровлю интрузии и уходит далее на юг. Большая часть редкометальных месторождений подчинена этому разлому, располагаясь то внутри главной интрузии, то в породах кровли, то в теле сателлитов.

Восточная вулканогенно-осадочная зона. Восточная зона в общем имеет строение синклинория. На Южном Урале, в Притоболье, где она значительно расширяется, строение ее усложняется. В состав ее входит антиклинал, сложенный докембрийскими(?) толщами и ответвляющийся от Мугоджарского массива. Вторая крупная антиклинальная структура прослеживается по левому берегу верхнего течения р. Тобола.

Таким образом, на Южном Урале Восточную зону, вероятно, следовало бы разделить на несколько более мелких.

На протяжении от Алапаевска до Бредов вдоль восточной границы зоны гранитных интрузий прослеживается синклинорий. В деталях его тектоническое строение сложно. Складки круты, опрокинуты на восток и осложнены многочисленными разрывами по простиранию. Крутой складчатостью характеризуется и Притобольский участок Восточной зоны. Интрузии серпентинитов располагаются главным образом по краям синклинория. Нередко они проникают по несогласному контакту между карбоном и подстилающими древними породами. Местами западная граница зоны тектоническая.

Особенность тектонического строения зоны — присутствие в ней значительно дислоцированных нижнемезозойских (верхнетриасовых) отложений, перекрытых горизонтально лежащими юрскими и более молодыми осадками. Угленосные отложения верхнего триаса, мощностью 1 *км* и более, залегают в грабенах и накопляются в межгорных впадинах.

Из крупных дизъюнктивных нарушений упомянем ограничивающие с востока Челябинский гранитный массив; южнее они являются западной границей триасовых отложений. Их можно проследить на юг до Варны и Бредов. Они отграничивают угленосные отложения Полтаво-Брединского района от более древних пород, развитых к востоку.

ГЛАВА 4. КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РУДНЫХ КОМПЛЕКСОВ УРАЛА

Мы выделяем на Урале три рудных пояса:

1) Западный, пространственно обнимающий западный склон, отчасти Западное Приуралье, зону Урал-Тау и Башкирское поднятие.

2) Средний, отвечающий западной вулканогенной зоне. По геологическому возрасту важнейших месторождений этот пояс может быть назван также среднепалеозойским.

3) Восточный, отвечающий поясу варисских гранитных массивов (Восточно-Уральский антиклинорий). Некоторыми особенностями металлогении отличается также и Восточная вулканогенно-осадочная зона, которая не выделяется в качестве особой рудной структуры, так как здесь известно лишь небольшое количество рудных месторождений.

МЕТАЛЛОГЕНИЯ ЗАПАДНОГО РУДНОГО ПОЯСА

Металлогению Западного пояса мы рассмотрим отдельно ввиду ее своеобразия, а также вследствие неясности вопроса о возрасте месторождений. Здесь характерны месторождения сидерита, железного блеска, магнезита, барита, флюорита, свинца и цинка. Связь большей части этих месторождений с определенными интрузиями не ясна. Они относятся к телемагматическому типу. Залегают месторождения преимущественно в древних свитах, причем в последнее время получило распространение мнение об их древнем возрасте. Однако однотипная минерализация (свинцовый блеск, флюорит) известна также в отложениях карбона и нижней перми, а жилы барита, кварца и кальцита — даже в верхней перми. Таким образом, можно говорить только о геологической приуроченности месторождений, а не о их возрасте.

Сравнительно немногочисленны месторождения, тесно связанные с интрузивными породами, титаномагнетитовые, хромитовые, контактово-метасоматические месторождения железа и немногочисленные редкометальные (оловянно-висмутовые, молибденовые).

С основными интрузиями Западного рудного пояса связаны месторождения титаномагнетита. Южноуральские месторождения Кусинского района (Кусинское, Чернореченское, Копанское) залегают в виде жилообразных масс в габбро, образующих интрузии в протерозойской толще.

На Северном Урале месторождения горы Юбрышки представляют собой вкрапленность титаномагнетита в амфиболитизированных габбро-диабазах, залегающих в породах нижнепалеозойского возраста.

Для всех этих месторождений характерно значительно более высокое содержание титана, чем в месторождениях восточного склона, связанных со среднепалеозойскими интрузиями габбро.

В пределах описываемой зоны известно одно крупное месторождение хромита (гора Саранная), связанное с незначительным массивом серпентинитов в породах ордовика.

С дотремадокскими гранитами связано оловянно-висмутовое Торговское месторождение. С гранитами, которые мы относим к таконской фазе складчатости, связаны Троицкое контактово-метасоматическое месторождение и молибденовое на Полярном Урале на р. Харбее. Наконец, к варисскому граниту Сыростанского (Тургоякского) массива на Южном Урале приурочены кварцево-флюоритовые жилы.

Карбонатные месторождения железа. Месторождения сидерита имеют большое распространение в древних свитах области Башкирского поднятия. Среди них обычно выделяют Бакальскую группу (или тип) месторождений и Комарово-Зигазинскую. Месторождения приурочены к определенным горизонтам древних свит, а именно: а) к нижнебакальскому горизонту бакальской свиты (г. Иркустан); б) к верхнебакальскому горизонту той же свиты (сидериты и бурые железняки г. Буландихи и др.); в) к комарово-зигазинской свите — бурые железняки в первухинской толще и прослои сидеритов в нижнебуланской толще. На этом основании ряд авторов (Д. В. Наливкин, А. Д. Архангельский, М. О. Гарань и др.) считает эти месторождения осадочными. А. Н. Заварицкий, Миропольский, М. Н. Доброхотов отстаивают гидротермально-метасоматический генезис этих руд, отмечая, во-первых, их отличие от осадочных сидеритовых руд и, во-вторых, проявления в связи с ними явно гидротермальных образований, в частности в виде прожилков с сульфидами и т. д.

Первичной рудой является сидерит, но он на большую глубину подвергся окислению, и практически на многих месторождениях рудой являются бурые железняки, турьит и другие окисленные руды.

Месторождения магнезита являются тесно связанными с сидеритовыми рудами и распространены в тех же районах. Магнезит широко распространен в следующих горизонтах древних толщ: а) в верхнесаткинской доломитовой толще — известные месторождения Саткинского района; б) в нижнебакальском горизонте бакальской свиты — магнезит Бакала; в) в бахтиарской толще — магнезит Катав-Ивановского района.

Месторождения железного блеска. Другой типичной формой проявления железных руд в Западном рудном поясе являются месторождения железного блеска. К ним относятся, например, Кутимское месторождение в Вишерском крае, Магдалинский камень в Павдинской даче, Махмутовское месторождение гематитовых руд в Белорецком районе. Широко развиты кварцево-гематитовые жилы в Ляпинском крае. О них мало известно, так как содержание железа в них не является кондиционным. Гематитизация различных пород, судя по отрывочным данным, является довольно типичной для зоны Урал-Тау.

Месторождения барита. Ряд месторождений барита находится в районе Саткинских месторождений магнезита и Бакальских железорудных. В эту группу входят Медведевское, Кувашинское, Саткинское, Бакальское (Успенский рудник). Крупнейшее из них Медведевское представлено жилой барита в глинистых сланцах. Барит сопровождается пиритом и содержит незначительную, но постоянную примесь сернокислого стронция. В Кувашинском (сульфидно-свинцовом), Саткинском (магнезитовом) и Бакальском (железорудном) месторождениях барит встречается в виде жил, прожилков и гнезд.

Жилы барита известны также в Западном Приуралье, где они пересекают и верхнепермские отложения.

Месторождения флюорита. Крупнейшим месторождением флюорита является Амдерминское, залегающее в кембрийских известняках. Однако прожилки флюорита на Югорском полуострове наблюдались и в более молодых отложениях, вплоть до артинских. Месторождение Амдерма представляет собой систему метасоматических

залежей и жил. Флюорит сопровождается кварцем, пиритом и другими сульфидами.

Заслуживает упоминания также Сыростанское флюоритовое месторождение. Оно представлено кварцево-флюоритовыми жилами в граните варисского Сыростанского массива на Южном Урале. Этот массив расположен так, что его юго-западная часть прорывает метаморфические свиты Урал-Тау, а северо-восточная внедряется в зеленокаменные породы Западной вулканогенной зоны. Флюоритовые месторождения находятся на юго-западном конце массива; далее к югу вкрапленность и гнезда флюорита имеют довольно широкое распространение в альбитофирах древних метаморфических толщ.

Несколько небольших месторождений флюорита известно на западном склоне Среднего Урала. Прожилки, гнезда и вкрапления флюорита довольно широко распространены на западном склоне Урала, например в известняках карбона Кизеловского района.

Месторождения свинца и цинка. Крайне редкие на восточном склоне Урала, свинцово-цинковые месторождения являются почти единственными месторождениями руд цветных металлов в Западном рудном поясе. Они обычно залегают в известняках в виде жил и метасоматических образований.

Многочисленные месторождения сфалерита и реже свинцового блеска известны на о. Вайгаче, где они приурочены к известнякам и доломитам силура. Пояс свинцово-цинковых месторождений, вероятно, подчинен разлому, идущему параллельно поясу жил диабаза. Отдельные месторождения чаще контролируются поверхностями напластования, реже — жильными трещинами. Месторождения принадлежат к телетермальному типу.

В верховьях р. Илыча жилы свинцового блеска известны в известняках карбона, в местности Шантым Прилука. Южнее в районе Полюдова камня расположена Чердынская или Ныробская группа мелких свинцовых месторождений, залегающих в осадочных каменноугольных и пермских породах (известняках, доломитах, песчаниках и сланцах). Галенит наблюдается в виде вкрапленности и прожилков в жилах кальцита. На р. Вильне у д. Кирья известны старые разработки свинцовых руд, представленных вкрапленностью галенита в известняках.

Месторождение Уткинское на широте Нижнего Тагила представляет собой кварцевые жилы в метаморфических сланцах с галенитом, самородным серебром и борнитом.

К западу от Первоуральска находится старинный Подволошный свинцовый рудник. Оруденение представлено кварцевой жилой с обильными включениями галенита, залегающей в кристаллических сланцах. Здесь же галенит в кварцевых жилах известен на горе Пильной. В районе Верхнего Уфалея кварцевые жилы со свинцовым блеском и халькопиритом известны на горе Суховязской и горе Березовой. В районе Златоуста свинцовый блеск известен у д. Куваши. В Бакало-Саткинском районе он известен в Верхне-Буланском и Тяжелом железных рудниках и в доломитизированных известняках и кварцево-карбонатных жилах на берегах Саткинского пруда. В пределах Башкирского поднятия находятся месторождения Верхне-Аршинское, Балты-Юртинское, на горе Казарма-Тау и ряд других.

Таким образом, металлогения Западного рудного пояса носит, по терминологии Ю. А. Билибина, типичные черты металлогении западноевропейского типа или металлогении внешних зон орогена. Среди месторождений этого пояса есть несомненно варисские, и притом по крайней мере поздневарисские, поскольку они залегают в пермских породах. Но многие месторождения залегают в древнейших толщах, и верхний предел их возраста не известен.

Большая часть рудных эндогенных месторождений этого пояса образовалась в верхнем силуре и нижнем девоне и относится к первому этапу развития среднепалеозойского прогиба вулканогенной зоны. Сюда же должны быть отнесены месторождения, связанные с габбро-перидотитовой платиноносной формацией и ее кислыми и щелочными дериватами (плагиограниты, кварцевые диориты, сиениты), колчеданные месторождения и значительная часть золоторудных. Сравнительно немногие месторождения образовались в течение среднего и верхнего девона. Главнейшими из них являются Турьинские рудники. К карбону следует отнести месторождения, связанные с магнитогорской магматической формацией, и, повидимому, некоторые золоторудные.

Силуро-девонский цикл (S_2—D_1)

Платиноносная габбро-перидотитовая формация и ее металлогения. Платиноносная габбро-перидотитовая формация вместе с ее кислыми и щелочными дериватами имеет верхнесилурийский или нижнедевонский возраст. Точнее нижним пределом является лудлоу, верхним — эйфельский ярус. Относительный возраст пород от древних к молодым: гипербазиты — габбро и диориты — плагиограниты — сиениты.

С дунитами и отчасти с пироксенитами, подчиненными платиноносной габбро-перидотитовой формации, связаны коренные и россыпные месторождения платины. В дунитах платина дает концентрации в небольших скоплениях хромита, образовавшихся в гистеромагматическую фазу развития массива, и реже непосредственно среди дунита. В пироксенитах, как это сейчас выясняется, платину (обычно палладистую) нередко содержат титаномагнетиты.

Месторождения титано-магнетитов (обычно с невысоким содержанием титана) магматического генезиса залегают в пироксенитах и габбро. Некоторые из них (например, Качканарское) заключают весьма значительные запасы руд.

Третьим типом месторождений, характерным для этой формации, являются медные вкрапленники в габбро (борнит, халькопирит, пирротин), иногда связанные с вкрапленниками титаномагнетита. Ванадий является в них важной примесью. Медные вкрапленники приурочены к пироксеновым габбро и продуктам их амфиболитизации. При невысоком содержании они заключают крупные запасы меди. К ним близки по генезису медные вкрапленники в залежах гранатовых пород в габбро (тип Золотого камня).

Сравнительно редки на Урале вкрапленники никелевых и медно-никелевых сульфидов в габбро.

Гипербазитовая формация. Возраст этой формации также, повидимому, доэйфельский, хотя в пределах Западной вулканогенной зоны несомненно имеются мелкие интрузии более молодых гипербазитов.

Важнейшими в экономическом отношении являются месторождения *хромита магматического (преимущественно гистеромагматического) генезиса*. Наиболее крупные и важные месторождения залегают в крупных массивах Южного Урала: Актюбинском, Хабарнинском, Халиловском. Характерна приуроченность месторождений хромита к дунитовым фациям перидотитов.

В серпентинитовых массивах Среднего Урала (Тагильский, Верхнейвинский) обнаружены коренные месторождения осмистого иридия, связанные с концентрациями хромита в виде шлировидной вкрапленности. Практическое значение имеют связанные с ними россыпи.

Характерны также медные и медно-никелевые вкрапленники в перидотитах и возникших из них серпентинитах. Медные вкрапленные руды обычно представлены медистыми магнетитами с халькопиритом и пиритом. Реже встречаются вкрапленники и гнездовые (шлировые) выделения сульфидов, содержащие никель (пентландит, никелин, виоларит, миллерит) и реже — сульфарсениды кобальта. Месторождения эти мелки по своему масштабу и не имеют большого практического значения, хотя раньше некоторые медные месторождения разрабатывались.

Для серпентинитов характерны также жильные месторождения меди с халькопиритом и пиритом. Известны карбонатные и кварцевые жилы подобного типа. Месторождения незначительны по своим размерам.

Медно-кобальтовые месторождения типа Ишкининского, для которого характерны оталькование и лиственитизация серпентинитов, возможно, связаны с воздействием на серпентиниты гидротермальных погонов более поздних интрузий.

«Наложенный» характер, вероятно, имеют также многочисленные золоторудные месторождения в серпентинитах, связанные с процессами лиственитизации и отальковання последних. Число таких месторождений в Миасском районе достигает нескольких сотен (Н. И. Бородоевский, 1948 г.).

Интрузии плагиогранитов, кварцевых диоритов и гранодиоритов силуро-девонского цикла. Как указывалось, эти интрузии, с одной стороны, тесно связаны с габбро-перидотитовой формацией, представляя ее кислые диференциаты, с другой—они в виде самостоятельных интрузий залегают в эффузивной толще, где нередко тяготеют к полям развития альбитофиров и производят впечатление комагматичных с ними гипабиссальных и субвулканических интрузий. Эту интрузивную формацию часто называют плагиогранитной.

С этими интрузиями связаны контактово-метасоматические месторождения железа, известные на Северном Урале (2-й и 3-й Северные рудники, Покровский рудник). Это типичные скарновые месторождения магнетита, местами в подчиненном количестве несущие медное оруденение в виде халькопирита. Обычно медная минерализация связана с измененными гидротермально разностями скарнов. В Покровском месторождении присутствует кобальт в виде сульфоарсенидов и налетов эритрина. Есть указания на нахождение кобальтовых минералов во 2-м и 3-м Северных рудниках.

Значительное распространение, в связи с плагиогранитной формацией, имеют золоторудные месторождения. Большей частью они являются мелкими по своим размерам. Эти месторождения сравнительно слабо исследованы. А. А. Иванов относит их к «золото-кварцевой» формации. Некоторые из них, повидимому, несут признаки «эпитермальных» золоторудных жил молодых вулканических областей. К таким признакам мы относим поясовое строение жил, высокую серебристость, присутствие сульфосолей серебра, марганцевых карбонатов, наличие золото-ртутных месторождений, ассоциацию с эффузивами.

К этой же формации нужно отнести Вознесенское медное месторождение, принадлежащее к типу porphyry copper. Оно представлено сетью тонких прожилков кварца в кварцевых диоритах с пиритом и халькопиритом. В небольшом количестве его руды содержат молибден.

В контакте с малыми интрузиями пород более основного состава (диоритов, габбро-диоритов) той же формации наблюдаются пирротиновые залежи. В некоторых случаях они носят характерные признаки контактово-метасоматических месторождений с явлениями гранитизации.

Тагило-кушвинская сиенитовая формация. В серии пород, связанных с габбро-перидотитовой формацией, сиениты являются самыми молодыми, и их, очевидно, нужно считать интрузиями, комагматичными с верхнелудлоускими трахитовыми порфирами. Важнейшими

месторождениями для этой интрузивной формации являются контактово-метасоматические месторождения железа и иногда меди. Характерно присутствие в них кобальтоносного пирита. Тесно связаны со скарнами и магнетитовыми рудами также скопления редкоземельного апатита (Лебяжинский рудник). Встречаются контактово-метасоматические месторождения марганца с марганцовистым гранатом, пироксенами и браунитом (Лайское месторождение), а также гидротермальные карбонатные месторождения марганца (рудник Сапальского). Некоторые старые медные месторождения в контактовом поле сиенитов, вероятно, имеют характер гидротермальных жил.

Месторождения, не обнаруживающие явной связи с интрузиями. Важнейшее значение среди них имеет колчеданная формация. Наряду с контактово-метасоматическими месторождениями, колчеданная формация является самой важной в экономическом отношении. По вещественному составу в этой формации различают серноколчеданные, медные и медно-цинковые месторождения. Другие типы, как, например, Мелентьевское полиметаллическое (свинцово-цинковое) месторождение, представляют большую редкость. Все три типа колчеданных месторождений тесно между собой связаны. Нередко все три типа руд находятся в одной рудной залежи.

По условиям образования — это гидротермальные месторождения средних или низких температур. При отложении руд метасоматоз имел существенное значение. Можно считать обоснованным представление, что эти руды отлагались на незначительной глубине и могут быть отнесены к субвулканической формации рудных месторождений. Первичные признаки такого генезиса (колломорфные формы отложения руд, кокардовые и почковидные структуры, корки, жеоды и т. д.) сохранили лишь южноуральские месторождения (Сибай, Учалы, Блява, Яман-Гасы и др.), залегающие в неизмененных эффузивах. Руды месторождений Среднего Урала подверглись метаморфизму и перекристаллизации и в связи с этим утеряли первичные признаки. Реликты первичных структур отложения, однако, еще удается выявить специальными методами исследования и в месторождениях Среднего Урала.

Важнейшие рудные минералы: пирит, халькопирит, сфалерит, реже тетраэдрит, галенит, борнит; нерудные: кварц, серицит, барит и др. Главными металлами являются железо, медь, цинк. В виде примеси руды этих месторождений содержат всю гамму халькофильных элементов: Au, Ag, Cd, Pb, As, Sb, Bi, In, Mo и др. Залегают они среди вулканогенных пород в виде залежей и гнезд, обычно подчиненных напластованию. Пласты вулканических брекчий, контакты основных и средних эффузивов, тонкие прослои сланцев нередко контролируют залежи. Реже колчеданные месторождения связаны с интрузивными штоками кварцевых альбитофиров. Попытки связать эти месторождения с какими-либо интрузивами остаются неубедительными и с поисковой точки зрения бесплодными. Но можно думать, что альбитофиры, с которыми колчеданные месторождения действительно обычно обнаруживают тесную связь, и плагиограниты являются породами комагматическими, однако колчеданные руды никогда не отлагаются на тех уровнях, где эта магма кристаллизовалась в виде плагиогранита.

Сейчас мы имеем веские доказательства, что возраст этих месторождений доэйфельский и что оруденение подобного типа происходило неоднократно. Кроме геологической приуроченности к доэйфельским отложениям, в пользу этого говорят находки околорудных кварцево-серицитовых пород и вторичных кварцитов в толщах, залегающих непосредственно выше оруденения.

Древнейшие месторождения колчеданного типа залегают в кабанской свите и обломки кварцево-серицитовых пород и вторичных кварцитов встречены в основании вышележащей именновской свиты авгитовых пор-

фиритов и их туфов, возраст которой не моложе уинлока. Неоднократные находки галек и обломков околорудных пород сделаны в основании верхнего лудлоу; на Среднем и Северном Урале процессы колчеданного оруденения не распространяются стратиграфически выше. Самые молодые месторождения колчеданного типа залегают в свите диабазов и альбитофиров, которую геологи Южного Урала относят к нижнему девону (карамалыташская толща).

К этой же группе с известной долей условности причисляют Пышминско-Ключевское месторождение и некоторые близкие его аналоги (Гореловское, Калмыцкие ямы и др.). Они имеют жилообразную форму. Для минералогического состава, наряду с пиритом и халькопиритом, характерен пирротин, боковые породы жил подвергаются лиственитизации; в составе руд присутствуют кобальт и никель, а в Пышминском месторождении также молибден. Однако никакой уверенности в правильности сопоставления по возрасту Пышминско-Ключевского месторождения с колчеданными нет.

В основных эффузивах верхнего силура, особенно в породах спилито-диабазового состава, характерны медные карбонатные и кварцевые жилы с халькопиритом, медные вкрапленники в зонах эпидотизации, вкрапленники самородной меди и сульфидов в амигдалоидах.

Наконец, в эту группу месторождений следует отнести незначительные месторождения ртути в эффузивах и известняках и гематито-магнетитовые месторождения в основных эффузивах.

Средне- и верхнедевонский цикл

С уверенностью к этому циклу можно отнести немногие месторождения, но весьма возможно, что он недооценен.

К концу среднего девона приурочена интрузия Турьинских рудников и связанные с нею контактово-метасоматические месторождения. Доводом к тому являются признаки комагматичности роговообманковых порфиритов среднего девона и залегающей среди них интрузии кварцевых диоритов и гранодиоритов, с одной стороны, и признаки гипабиссального или, вернее, субвулканического характера самой интрузии — с другой. С последней связаны контактово-метасоматические месторождения меди и железа. Побочное значение имеют некоторые другие типы минерализации: медно-молибденовые вкрапленники гидротермального генезиса в зонах скалывания, жилы с сульфарсенидами кобальта и никеля (Пестеревский рудник), карбонатные жилы со сфалеритом, кварцево-баритовые жилы с галенитом. Все эти минеральные образования залегают в пределах Главного рудного поля. Особняком залегают кварцевые золоторудные жилы, связанные с той же кварцево-диоритовой интрузией и распространенные пространственно значительно более широко.

К основанию верхнего девона или к самым верхам среднего относится диабазовая формация. Она представлена как эффузивными породами, так и большим количеством даек и интрузивных залежей диабазов, диабаз-порфиритов и габбро-диабазов. С этой габбро-диабазовой формацией связаны магнетитовые контактово-метасоматические месторождения (1-й Северный рудник в Ивдельском районе, месторождение Кара-Саир в Учалинском районе). С той же диабазовой формацией связана золоторудная минерализация, широко проявленная на Северном Урале, в частности в Ивдельском районе. Золотая минерализация, связанная с окварцеванием в контактах диабазовых даек, известна также на Южном Урале. Коренное оруденение этого типа имеет лишь незначительное значение, но оно важно как источник для золотоносных россыпей.

К верхнему девону относятся сиенито-диориты горы Балбук и сходные с ними интрузии Учалинского района, также обнаруживающие признаки субвулканических интрузий, связанных с роговообманковыми пор-

фиритами верхнего девона. С этими малыми интрузиями генетически связаны некоторые золоторудные месторождения Башкирии, как, например, Малый Коран, Таракановское и др. К верхнему девону, вероятно, относятся малые интрузии авгитовых диоритов и связанное с ними Сунар-Узякское медно-никелевое месторождение, а также золотоносные кварцевые жилы.

Магнитогорская гранитная формация

Выше изложены доводы, по которым магнитогорская гранитная формация отнесена к гипабиссальным или субвулканическим интрузиям конца нижнего карбона. Для этой формации характерны контактово-метасоматические месторождения железа, среди которых Магнитогорское является едва ли не крупнейшим в мире представителем этого генетического типа. На Балканском месторождении развиты шеелитоносные скарны; гидротермальное оруденение с шеелитом здесь является наложенным на скарны. Характерны золоторудные и золото-шеелитовые жилы, содержащие также молибден и висмут и связанные с малыми интрузиями гранитоидов. Любопытной особенностью месторождений, связанных с магнитогорской формацией, является присутствие в них стронция в виде минерала целестина как в шеелитоносных скарнах, так и в кварцевых жилах. Среди эффузивов наблюдались баритовые жилы.

Металлогения магнитогорской формации носит переходные черты между охарактеризованной выше металлогенией силурodевонского цикла и металлогенией варисских гранитов.

С первой их роднит важная роль контактово-метасоматических месторождений и гипабиссальный тип рудоносных интрузий, со второй — значительная роль золоторудных месторождений, в которых появляются вольфрамовые минералы.

Таким образом, металлогения среднего (среднепалеозойского) рудного пояса характеризуется месторождениями, связанными с ультраосновными и основными породами (хромит, титаномагнетит, сульфидные вкрапленники в габбро и гипербазитах), контактово-метасоматическими месторождениями железа и меди, приуроченными к интрузиям малой глубинности или даже субвулканическим, и золоторудными месторождениями, связанными с малыми интрузиями плагиогранитов, гранодиоритов и кварцевых диоритов или с зонами смятия и скалывания и колчеданной формацией. Месторождения последней в своем первичном виде характеризуются чертами малой глубинности и связаны с вулканическими очагами. Именно к металлогении этого пояса применим термин «металлогения уральского типа», как ее охарактеризовал Ю. А. Билибин.

В смысле возраста формирование среднего рудного пояса в основном относится к ранней (геосинклинальной) стадии развития орогена, что отразилось и на структурном контроле оруденения (см. ниже). Металлогенические и магматическое процессы среднего палеозоя протекали на Урале довольно сложно, в три этапа: 1) верхний силур и нижний девон; 2) средний и верхний девон; 3) нижний карбон. Эти этапы разделены между собой тектоническими подвижками и перерывами в вулканической деятельности. Здесь интересно отметить, что в конце каждого этапа получают развитие породы повышенной щелочности сиенитового типа с некоторыми особенностями металлогении. В первом этапе это будут верхнелудловские или нижнедевонские сиениты Кушвы и Нижнего Тагила; во втором — верхнедевонские сиенито-диориты горы Балбуковой и др.; в третьем, нижнекарбоновом, сиениты и граносиениты вообще имеют широкое развитие и они, как и граниты, дают натриевые щелочные породы.

Мы уже останавливались на вопросе о тектоническом контроле рудной зоны среднепалеозойского пояса. Главные месторождения распола-

гаются цепочкой вдоль границ Центральной подзоны андезитового прогиба с Западной диабазовой подзоной. На Южном Урале намечается симметричная ей Восточная (Учалинская) рудная зона, приуроченная к восточному краю прогиба. Очевидно, в течение всего среднего палеозоя вдоль этих границ происходило диференциальное опускание центральной андезитовой подзоны.

Металлогения Восточного (верхнепалеозойского) рудного пояса

Пространственно этот пояс совпадает с Восточно-Уральским антиклинорием и с зоной варисских гранитных интрузий Урала. Месторождения, связанные с последними, и создают металлогеническую характеристику этого пояса. В его пределах известны и древние гранитные и гранито-гнейсовые интрузии, металлогенически мало активные. Мы можем указать здесь лишь на пегматиты ушкаттинской свиты с их танталониобитами.

Металлогения мигматитовых гранито-гнейсовых комплексов с их пегматитами и металлогения «нормальных гранитоидов», характеризующаяся гидротермальными месторождениями, для варисских интрузий рассматриваются порознь. По геологическому типу «нормальные гранитоиды» относятся к диапир-плутонам, и по преимуществу к довольно глубинным представителям последнего класса. Именно, в контактах они дают не роговики, а биотитовые сланцы, амфиболиты и мелкозернистые гнейсы.

По вещественному составу и последовательности образования среди интрузий последнего типа следует различать гранитоиды первой интрузивной фазы, представленные породами плагиоклазового ряда (гранодиоритами, адамеллитами, плагиогранитами), нормальные порфировидные и равномернозернистые граниты, относящиеся ко второй интрузивной фазе, и мелкие интрузии лейкократовых и аляскитовых, иногда пегматоидных гранитов и гранит-порфиров самой молодой (третьей) интрузивной фазы. Наличие более молодых кислых интрузий пока остается не доказанным.

Для интрузий п е р в о й ф а з ы важнейшими являются золоторудные, золото-мышьяковые и золото-шеелитовые месторождения (Кочкарские, Челябинские и др.). Довольно широкое распространение имеют шеелитовые (сульфидно-шеелитовые и золото-шеелитовые) месторождения. Меньшее значение имеют меднорудные и полиметаллические жилы и метасоматические залежи свинцово-цинковых руд в известняках. Многочисленны незначительные по размерам месторождения золото-кварцевой жильной формации.

Громадное большинство промышленно важных золоторудных варисских месторождений Урала геологически связано с гранитоидами первой фазы. Особое положение занимает Березовск и некоторые его аналоги (Середовина, Благодатные рудники, Ленинский рудник), связанные с дайковыми полями гранитоидов.

Н о р м а л ь н ы е г р а н и т ы второй интрузивной фазы мало активны металлогенически. По И. В. Ленных, с ними связаны второстепенные шеелитовые, золото-шеелитовые (Кацбахское, Анненское, Варненское и др.) и золоторудные месторождения.

Лейкократовые и аляскитовые граниты третьей фазы дают лишь мелкие интрузии, иногда скорее играют роль жильной фазы гранитных интрузий. С ними связаны редкометальные месторождения вольфрама, висмута, молибдена, отчасти олова. Среди вольфрамовых месторождений, в частности, сюда относятся все месторождения с вольфрамитом. Среди рудных минералов характерно присутствие флюорита. Известны два главных района распространения этих месторождений: район Шилово-Коневской интрузии (месторождения Юго-Коневское, Карасьевское, Боевское, Пороховское, Сосновское) и восточные и юго-восточные окраины Суундукской интрузии.

На Южном Урале известна небольшая провинция турмалиновых месторождений, вероятно варисского возраста. Она представлена Еленовским медно-турмалиновым месторождением, содержащим, кроме меди, молибден и немного олова. Главные минералы: пирит, халькопирит, немного молибденита, сфалерит, турмалин, кварц. Месторождение связано с небольшими штоками гранодиоритов.

Севернее разрабатывается Кумакское золото-турмалиновое месторождение «Сланцевой полосы». Оно представлено золотоносными кварцево-серицитовыми и кварцево-хлоритовыми сланцами с кварцевыми жилами и гнездами. Из рудных минералов в месторождении встречены самородное золото, тетрадимит, халькопирит, арсенопирит, пирротин, пирит.

Мигматитовые и пегматитовые районы. Из двух главных пегматитовых районов Урала — Ильменогорского и Мурзинского — первый носит своеобразные черты в связи с развитием в нем щелочных пегматитов.

В ильменогорском щелочном комплексе заслуживают особого упоминания щелочные пирохлоровые пегматиты, эшинитовые пегматиты, сиенитовые пегматиты с ильменорутилом (Селянкинское месторождение), сиенитовые пегматиты с ортитом. Кроме того, здесь распространены гранитные пегматиты с амазонитом и другие типы. В пегматитах для ильменогорского комплекса характерны накопления Zr, Ti, Nb, Ta, тяжелых щелочных металлов и месторождения цветных камней.

Среди пегматитов Мурзинского района, кроме безрудных пегматитов, характерны пегматиты с бериллом, молибденом, оловом, литиевыми слюдами, фосфатами. Интерес представляют пегматиты топазо-бериллового типа, литиевые пегматиты и редкоземельные.

Практически в металлогении Восточного пояса первенствующее значение имеют золоторудные, золото-мышьяковые, золото-вольфрамовые и вольфрамовые месторождения. По терминологии Ю. А. Билибина, этот тип металлогении может быть отнесен к тихоокеанскому типу.

Структурный контроль месторождений в основном определяется их отношением к гранитным интрузиям. Интересная особенность — расположение большинства крупных месторождений на восточной стороне гранитного пояса и на восточных контактах массивов, на стороне, обращенной к карбоновому прогибу Восточной вулканогенно-осадочной зоны. И. В. Ленных отметил закономерную ориентировку месторождений и рудных полей по отношению к диапировым куполам гранитных массивов.

Металлогения Восточной вулканогенно-осадочной зоны

Эта структурно-тектоническая зона довольно бедна рудными месторождениями и не заслуживает выделения в особый рудный пояс. По металлогеническим особенностям она, до некоторой степени, близка к Западной вулканогенной зоне, но носит все же своеобразные черты.

Кроме месторождений хромита и асбеста, связанных с гипербазитами, здесь, в Притоболье, следует указать контактово-метасоматические месторождения железа (Сары-Оба и др.), связанные с гранодиоритами. Последним приписывается варисский возраст, что нельзя считать установленным. Соответствующие интрузии прорывают верхний силур.

Среди золоторудных месторождений наиболее крупным и известным является Джетыгаринское, относящееся к золото-мышьяковому типу и связанное с небольшим массивом плагиогранитов, залегающих в верхнесилурийских отложениях.

В северной части зоны известен ряд мелких жильных гидротермальных месторождений свинца и меди (свинцовые — Ермолаевское, Николаевское и др., медные — Ключевское, Якушиногорское). Известны признаки колчеданного оруденения в виде пиритизированных кварцево-серицитовых сланцев, обнаружены колчеданные месторождения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Для Урала характерно четкое разграничение нескольких структурно-фациальных зон, имеющих каждая свою особую историю развития и свои специфические металлогенические особенности. В данном случае эти структурно-фациальные зоны названы рудными поясами.

Западный пояс характеризуется телетермальными месторождениями сидерита, магнезита, барита, флюорита, свинца и цинка. С интрузиями преимущественно калиевых гранитов в восточной части пояса связаны немногочисленные редкометальные месторождения и одно контактово-метасоматическое. С редкими интрузиями габбро и серпентинитов, повидимому доверхнесилурийского возраста, связаны титаномагнетиты и хромиты.

Основной и специфической особенностью этого внешнего пояса является развитие в нем преимущественно телетермальных месторождений. Среди осадочных месторождений характерны оолитовые руды железа и алюминия.

В Среднем или среднепалеозойском поясе преобладают широко развитые эффузивы среднего палеозоя, интрузии основных и ультраосновных пород и добатолитовые малые интрузии пород среднего, кислого и щелочного состава.

Этот пояс известен месторождениями, связанными с базитами и гипербазитами (хромит, платина, осмистый иридий, титано-магнетиты, медные вкрапленники в габбро и некоторые другие второстепенные типы месторождений), колчеданной формацией, контактово-метасоматическими месторождениями меди и железа, многочисленными месторождениями золота, большей частью связанными с малыми интрузиями добатолитового возраста и некоторыми другими, имеющими второстепенное значение (например, медно-молибденовые вкрапленники в диоритах). С магнитогорским интрузивным комплексом этого пояса связаны также шеелитовые и золото-шеелитовые месторождения.

Практически этот пояс имеет наибольшее экономическое значение и в значительной степени определяет особенности металлогении Урала.

Среди осадочных месторождений характерны месторождения марганца и боксита.

Восточный или верхнепалеозойский пояс, связанный с зоной варисских интрузий гранитов, характеризуется месторождениями золота, вольфрама, месторождениями пегматитового типа и редкометальными, большей частью второстепенного значения.

Далее расположена зона Восточно-Уральского прогиба с интрузиями гипербазитов и слабо выраженной гидротермальной минерализацией (медь, отчасти свинец).

В Верхнем Притоболье на небольшом протяжении вскрыты более восточные структурно-фациальные зоны, среди которых следует упомянуть Сары-Обинское магнетитовое месторождение и Джетыгаринское золото-полиметаллическое, приуроченные к одной и той же антиклинальной структуре. Наконец, в последние годы уже в области развития сплошного покрова третичных пород обнаружен крупный и многообещающий пояс магнетитовых месторождений, о геологических особенностях которого известно еще очень мало.

Обрисованное в работе металлогеническое районирование Урала может быть положено в основу планирования геолого-поисковых работ.

Рассмотрим особенности некоторых рудных поясов и, в связи с этим, задачи и перспективы поисковых работ.

В Западном рудном поясе преобладают телетермальные месторождения, не обнаруживающие связи с какими-либо интрузиями. Рудные месторождения контролируются поверхностями напластования и трещинами. Метасоматическое развитие руд является очень характерным. Благо-

приятную обстановку для оруденения дают известняки и частью сланцы. Ярко выражены два участка этого пояса. На Новой Земле, Вайгаче и Пай-Хое известна зона свинцово-цинковых и частью медных месторождений, залегающих преимущественно в известняках и доломитах, и крупное Амдерминское флюоритовое месторождение. На Южном Урале, в западной части Башкирского поднятия, крупное значение имеет зона развития месторождений сидерита, магнезита, барита; известно несколько пунктов свинцово-цинкового оруденения. На остальном протяжении Урала имеются лишь отдельные точки проявления минерализации подобного рода, но второстепенного значения. Эти месторождения большей частью открыты весьма давно, когда поиски свинцово-серебряных руд особенно поощрялись. Причина такого распределения остается неясной. Возможно, она зависит от недостаточной изученности, а может быть, рудный пояс в основном проходит на Среднем Урале западнее и скрыт под пермскими отложениями. Вспомним, что на западном склоне Урала давно не производилось поисков месторождений цветных металлов.

Недостаточно изучены в поисковом отношении также районы развития гранитов на Северном и Полярном Урале, несущих редкометальное оруденение. Среди них Харбейское молибденовое месторождение является крупным.

Среднепалеозойский рудный пояс с уральским типом минерализации в экономическом отношении является наиболее важным. К нему приурочены колчеданные месторождения, контактово-метасоматические месторождения меди и железа и многие золоторудные, относящиеся к добатолитовой стадии развития орогена.

Особенности колчеданных рудных зон подробно рассмотрены в другой работе автора, и здесь даны вкратце лишь основные выводы.

Различаются Восточная и Западная колчеданные рудные зоны, расположенные на обоих бортах Центрального прогиба среднепалеозойской вулканогенной зоны.

Западный пояс прослеживается непрерывно от Красноуральска до Миасса. Далее к югу в нем имеется большой перерыв до Тубинска. Между Тубинском и Буребаем расположены месторождения Баймакского района; затем снова следует большой перерыв, после которого колчеданные месторождения появляются только в Мугоджарах. Между тем геологическая структура, которой подчинен колчеданный пояс, тянется непрерывно.

Между Миассом и Тубинском условия для поисков колчеданов таковы: от Миасса до прииска Миндяк обстановка мало благоприятна, так как рудоносные диабазо-альбитофировые свиты вдоль рудной зоны здесь большей частью либо уничтожены интрузиями серпентинитов, либо перекрыты надвигами, а в тех немногих случаях, где они сохранились, имеются только признаки колчеданной минерализации. Любопытно, что этот «пустой» в смысле колчеданной минерализации участок рудной зоны является одним из важнейших на Урале золоторудных районов. Золоторудные месторождения Миасского района, принадлежащие, по всей видимости, к добатолитовой стадии развития орогена, приурочены к той же геологической структуре, что и колчеданные.

Южнее прииска Миндяк в верхнем течении рр. Большого и Малого Кизилов развиты рудоносные диабазо-альбитофировые толщи и, повидимому, в них встречаются гидротермально измененные породы, сопровождающие колчеданное оруденение. Этот участок заслуживает повторной ревизии на колчеданные месторождения. Южнее рудоносные зоны перекрыты полимиктовыми песчаниками верхнего девона, более молодыми, чем оруденение, и содержащими обломки кварцево-серицитовых пород.

Между Буребаем и Мугоджарами рудная зона вновь перекрыта юрскими, меловыми и третичными отложениями. В районе курорта Гай давно были известны весьма благонадежные признаки колчеданного

месторождения, скрытого юрскими породами, в виде «купоросного озера» с медьсодержащими водами. Это месторождение было наконец вскрыто бурением в 1950 г. и тем самым вопрос о поисках в указанном интервале новых месторождений становится еще более актуальным. В Мугоджарах вновь известны железные шляпы и другие признаки колчеданных месторождений, требующие разведки.

К северу от Красноуральска признаки колчеданных месторождений известны в Павдинской даче, но здесь не удалось обнаружить благонадежных месторождений. Можно думать, что колчеданная зона здесь сменяется оруденением типа вторичных кварцитов, продолжающихся на север вплоть до р. Лобвы. Далее на север интересующая нас структура перекрыта мезозойскими и третичными отложениями. Во всяком случае, вторичные кварциты Карпинского и Ивдельского районов заслуживают ревизии с точки зрения нахождения в них медной минерализации.

Восточная или Учалинская колчеданная зона хорошо выражена лишь на сравнительно небольшом протяжении на Южном Урале. Она прослежена от месторождения Учалов на юг до пос. Боборыкинского, находящегося к северу от Магнитогорска. Далее на юг она не прослежена ни геологическими съемками, ни поисковыми работами. Нами установлено, что южнее рудоносные свиты погружаются под более молодые отложения верхнего девона и карбона и что на продолжении этой зоны лежит Магнитогорское железорудное месторождение. Уже на правом берегу р. Урала в брахиантиклиналях южнее Магнитогорска вновь выходят колчеданоносные толщи, и здесь в них залегают месторождения Бакр-Узяк и Сибай. К югу от Сибая антиклинальная структура, к которой эта зона приурочена, продолжается, но здесь не вскрыты рудоносные толщи.

На широте Верхнеуральск—Магнитогорск и южнее вероятно существование еще более восточных антиклиналей с выходами диабазов и альбитофиров, рудоносность которых требует проверки. Здесь необходимо поставить площадную геологическую съемку [1].

На Северном Урале фрагментом Восточной диабазо-альбитофировой подзоны является обширная площадь развития этих пород в Ваганской даче. Здесь проявляется золоторудное оруденение, связанное с плагиогранитами, и известны выходы кварцево-серицитовых сланцев, что следует учитывать как благоприятные указания на наличие колчеданного оруденения.

Гипербазитовые и габбровые пояса располагаются на внешнем краю среднепалеозойского прогиба. Мы здесь лишь коротко остановимся на рудоносности гипербазитовых и габбровых поясов. Для поисков хромитов в них существенное значение имеют два момента: наличие дунитовых фаций, к которым обычно приурочены хромиты, и положение интрузии в геологической структуре. Интрузии гипербазитов бывают синклинальными, антиклинальными и моноклинальными. Хромитоносные дунитовые фации обычно находятся в нижней части интрузии, т. е. для интрузий, лежащих в разных структурах, направление поисков должно быть существенно различным. Как уральский, так и мировой опыт показывают, что чем крупнее интрузии гипербазитов, тем больше оснований встретить в них крупные месторождения хромита. Поэтому внимания заслуживают интрузии Полярного Урала (Пай-Ер, Рай-Из), до сих пор недостаточно обследованные на хромитоносность. Месторождение горы Сарановой представляет одно из немногочисленных исключений из этого правила.

Западному габбровому поясу Среднего Урала подчинены месторождения платины, титаномагнетита и меди. Коренные месторождения платины в дуните не смогли выдержать конкуренцию с ее сульфидными место-

[1] Это предположение, сделанное в 1949 г., подтвердилось полевыми работами уже в 1950 г.

рождениями, но они являются главным источником россыпей. Промышленная оценка титаномагнетитовых месторождений, подчиненных габбровой формации, резко колебалась. В настоящее время за ними склонны признать большое промышленное значение и, например, титаномагнетиты Качканара оцениваются как промышленное месторождение очень крупного масштаба. Месторождение это содержит также платину. Концентрируются титаномагнетиты преимущественно в пироксенитах и отчасти в габбро. Интересной проблемой являются медные вкрапленники в габбро. Запасы богатых руд в них сравнительно невелики, но убогих — очень значительны, причем убогие руды, возможно, окажутся промышленными при комплексном использовании (медь, ванадий и др.).

Таким образом, для месторождений этого интрузивного комплекса наиболее остро стоит вопрос о качестве руды.

Платиноносный габбро-перидотитовый пояс протягивается по Среднему и Северному Уралу от Полевского завода на юге до Саран-Пауля на севере. Далее к северу встречаются габбро-перидотитовые массивы иного типа. Есть основание думать, что севернее Саран-Пауля габбро-перидотитовые интрузии «платиноносной» формации продолжаются несколько восточнее под покровом четвертичных отложений, что подтверждается данными аэромагнитной съемки.

Параллельно «платиноносной» габбро-перидотитовой зоне на Среднем и Северном Урале следует зона интрузий плагиогранитного и сиенитового состава, несущих контактово-метасоматические месторождения железа и меди, нередко содержащие примесь кобальта. Эта зона прослеживается от Гумешевского рудника на юге до 2-го Северного рудника на р. Лозьве. Но мы имеем основание полагать, что она продолжается далее на север. В бассейне р. Северной Сосьвы в конгломератах эйфельского яруса встречается галька гранатовых скарнов, скарновых эпидозитов и реже обломки магнетита. Контактово-метасоматические месторождения обнаружены несколько севернее, в районе Саранпауля. Еще севернее выходы громадных глыб магнетитов встречены в бассейне р. Собь.

Таким образом, пояс контактово-метасоматических месторождений, повидимому, прослеживается до самого Северного моря, будучи местами перекрыт молодыми рыхлыми отложениями.

Восточная зона гипербазитов среднепалеозойского рудного пояса в отношении оруденения значительно уступает западной. Следует отметить присутствие в ней коренных месторождений осмистого иридия.

Верхнепалеозойский рудный пояс, связанный с варисскими гранитами, прорывающими геоантиклинальную структуру Восточно-Уральского антиклинория, характеризуется разнообразной минерализацией, среди которой наибольшее значение имеет золоторудная. Здесь, во-первых, встречается минерализация, связанная с крупными интрузиями гранитоидов плагиоклазового ряда. Она представлена месторождениями золоторудными, золото-мышьяковыми и золото-шеелитовыми. Значительно слабее представлены жильные месторождения цветных металлов и отчасти бария. Во-вторых, здесь представлены пегматиты, в том числе редкометальные, литиевые пегматиты и щелочные пегматиты. Пегматитовые рудные зоны связаны с наиболее глубоким типом интрузий — с мигматит-плутонами. Особый тип минерализации представляют рудные поля, связанные с дайками гранит-порфиров и аплитов (Березовск, Благодатные рудники). Для них характерна золоторудная минерализация и в меньшей степени медная. На Урале эти рудные поля образуют отдельные центры, главнейшим из которых является Березовск, и не складываются в отчетливо выраженные рудные зоны. Дайки березитизированных гранит-порфиров известны в ряде районов с золотыми россыпями.

Наконец, в верхнепалеозойском рудном поясе известны редкометальные месторождения (W, Bi, Mo, отчасти Sn), связанные с наиболее молодыми малыми интрузиями лейкократовых и аляскитовых гранитов.

Пегматитовый тип минерализации характерен для наиболее глубинных интрузий Среднего Урала: Ильменогорской и Сысертской в Западном поясе гранитов и Мурзинско-Алабашской в Восточном. В обоих случаях пегматитовые пояса приурочены к лежачему нижнему контакту гранитных интрузий. При перемене падения в соседних интрузиях, например у Ильменогорской и Сысертской, он с западного контакта переходит на восточный. В некоторой мере минерализация этого типа выражена в кочкарском интрузивном комплексе и в древних мигматитах ушкаттинской свиты в Мугоджарах.

Закономерность локализации оруденения, связанного с гранодиоритами и гранитами, в значительной мере обусловлена строением и формой гранитных массивов и глубиной эрозионного среза. Для ряда интрузий отчетливо выражена асимметрия в проявлении минерализации: громадное большинство месторождений находится со стороны висячего контакта.

Характер погружения интрузий на северных и южных окончаниях, то крутой, то пологий, также, видимо, определяет концентрацию месторождений у *полого погружающегося конца*. Отчетливо выражена роль слабо вскрытых куполов, около которых часто концентрируются богатые жильные поля. Для кочкарского интрузивного комплекса было установлено, что жильные поля закономерно ориентированы относительно диапировых куполов, устанавливаемых методами структурной съемки.

Обращает на себя внимание крайняя бедность известной нам минерализации Мугоджар. Это не находит себе объяснения ни в типе интрузий, ни в структурных условиях и, вероятно, зависит от недостаточной изученности.

Рудные зоны с редкометальной минерализацией, связанные с аляскитами и лейкократовыми гранитами, обнаруживают некоторые новые закономерности. Так, редкометальная рудная зона Суундукской интрузии, видимо, связана с разломом, на земной поверхности выраженным серией кварцевых жил. Эта зона косо пересекает тело главного интрузива, его боковые сателлиты и структуры пород кровли. Локализация рудной зоны Шилово-Коневской интрузии определяется выходами мелких интрузий *аляскитовых гранитов*. Рудные *месторождения большей частью располагаются* на восточном висячем боку интрузии. К северу редкометальная зона с вольфрамом сменяется бериллиевой минерализацией Изумрудного района, *по типу близкой к пегматитовой*. *Не доходя до Верхотурья*, весь пояс гранитных интрузий перекрывается третичными отложениями. Но магнитные съемки заставляют думать, что еще много далее на север Урал сохраняет основные черты своего строения.

В Восточно-Уральском прогибе вновь встречаются гипербазитовые зоны, приуроченные к краям прогиба. Тип минерализации и структурная ее обусловленность такие же, как и в зоне Западного прогиба.

В Притоболье привлекает внимание Джетыгаринско-Сары-Обинская рудная зона с ее золото-полиметаллической и железорудной (контактово-метасоматические месторождения) минерализацией, вскрытая из-под третичных отложений лишь на коротком расстоянии.

Особого упоминания *заслуживает зона контактово-метасоматических* месторождений, обнаруженная в Притоболье под сплошным покровом третичных пород. Она прослеживается на 300 *км*, и уже первые детальные магнитометрические разведки и бурение показывают, что запасы магнетитовых руд в ней весьма значительны. Оруденение, судя по первым буровым скважинам, связано с сиенитами и сиенит-порфирами. О строении палеозойского фундамента в этом районе мы знаем очень мало.

Ниже приводится сводная таблица минеральных эндогенных месторождений Урала.

Сводная таблица минеральных

№ п/п	Наименование рудного комплекса	Типы минеральных образований (от молодых к древним)	Генетические группы (температура, глубинность)	Связь с магматическими породами
1	Восточный склон Урала Пегматиты ильменогорского щелочного комплекса.	Пегматиты Вишневых и Ильменских гор.	Глубинные пегматиты.	С миаскитами и щелочными сиенитами.
2	То же.	Эшинитовые пегматиты Ильменских гор (г. Эшиниты, Долгие Мосты).	То же.	То же.
3	„ „	Сиенитовые пегматиты с ильменорутилом (Селянкинское).	„ „	С щелочными и нефелиновыми сиенитами.
4	„ „	Сиенито-пегматитовые жилы с ортитом (Ильменогорское).	„ „	То же.
5	Ильменогорский щелочной комплекс.	Молибденоносный эгирин—авгитовый сиенит.	„ „	„ „
6	Гранитные пегматиты.	Топазо-берилловый тип (IV тип Ферсмана). Пегматиты Мурзинско-Алабашского района и Ильменских гор.	„ „	С нормальными гранитами глубинных комплексов.
7	То же.	Литиевый тип (V тип Ферсмана). Мурзинско-Алабашский район.	„ „	То же.
8	„ „	Редкоземельный тип (II тип Ферсмана).	„ „	„ „
9	„ „	Обычные и цериевые пегматиты (I тип Ферсмана).	„ „	„ „
	„ „	II тип Ферсмана.		С порфировидными микроклиновыми гранитами и гнейсо-гранитами.

эндогенных месторождений Урала

Геологический возраст	Минералогический состав	Форма залегания
Поздневарисский.	1. Нефелино-сиенитовые пегматиты: нефелин, микроклин, немного альбита, биотита, светлых слюд; циркон, магнетит и сульфиды. 2. Сиенитовые пегматиты. Преобладает микроклин, в подчиненном количестве альбит, немного биотита, изредка кварц. Рудные: ильменит, магнетит, циркон, ортит, редко сульфиды.	Жилы.
„	1. Нефелино-сиенитовые пегматиты: нефелин, полевой шпат, биотит, реже эшинит, магнетит, пирохлор, содалит, циркон, мусковит, иногда флюорит. 2. Сиенитовые пегматиты: полевой шпат, мусковит, биотит, иногда кварц, магнетит, эшинит, циркон.	Жилы мощностью 1—6 *м*, длиной до 400 *м*.
„	Жила сиенитового пегматита: полевой шпат, роговая обманка, эгирин-авгит, биотит, ильменорутил, ильменит, циркон, апатит, титанит, пирит, халькопирит, встречается пирохлор, эшинит, малакон.	Жилы.
„	Полевой шпат, биотит, циркон, ортит, магнетит, местами корунд и сульфиды.	Жила с раздувом до 2,5—3 *м*.
„	Эгирин-авгитовый сиенит: криптопертит, эгирин-авгит, роговая обманка. Встречаются: пирохлор, эшинит, кварц, сфен, молибденит, апатит, магнетит, вторичные минералы молибдена, циркон.	Жилы.
„	Полевые шпаты: микроклин-пертит, ортоклаз-пертит, амазонит, альбит, олигоклаз (в различных месторождениях разные типы). Кварц, биотит, мусковит, топаз, берилл, самарскит, монацит, эвксенит, колумбит, фенакит, малакон, гранат, турмалин, ильменорутил, лепидолит, кордиерит, магнетит, касситерит, пирит, апатит и др.	„ „
„	Полевой шпат, главным образом альбит и олигоклаз, лепидолит, цветной турмалин, топаз, берилл (воробьевит), фторапатит, колумбит, эвксенит.	„ „
„	Кварц, микроклин, альбит, биотит, мусковит, ортит, фергусонит, гранат, циркон, апатит, молибденит.	„ „
„	Кварц, микроклин, кислый плагиоклаз, биотит, роговая обманка, магнетит, халькопирит, ортит.	Жилы мощностью до 1 *м*.
„	По составу обычные пегматиты; пегматиты с бериллом, колумбитом, турмалином и др.	Жилы.

№ п/п	Наименование рудного комплекса	Типы минеральных образований (от молодых к древним)	Генетические группы (температура, глубинность)	Связь с магматическими породами
10	Гранитные десилифицированные пегматиты.	Берилловые пегматиты (изумрудные копи: прииски Малышевский, им. Крупской, Свердловский, Черемшанский, Красноармейский и др.).	Глубинные пегматиты	Предполагается связь с гранитоидами плагиоклазового ряда (так называемая Восточная интрузия).
11	Редкометальный комплекс, связанный с третьей интрузивной фазой калиевых аляскитовых и лейкократовых гранитов и гранит-порфиров.	Вольфрамовые жилы Шилово-Коневского района.	Средней глубинности, высокотемпературные (пневматолитовые).	Связаны с аляскитовыми и лейкократовыми гранитами.
12	То же.	Слюдяно-пиритовые гнезда в гранитах (грейзены?).	Средней глубинности, высокотемпературные.	С аляскитовыми и лейкократовыми мусковитовыми гранитами.
13	" "	Грейзенизированные аплитовидные граниты, прорезанные кварцевыми жилами.	То же.	То же.
14	" "	Жилы с молибденитом и висмутовым блеском (Шилово-Коневский район и др.).	" "	" "
15	М-ния, связанные с нормальными гранитами.	Кварцевые жилы с монацитом (Синий Шихан и другие м-ния Кваркенского района).	Высоких температур (?), средней или большой глубинности.	" "
16	Комплекс м-ний, связанных с нормальными и порфировидными микроклиновыми гранитами и гнейсо-гранитами (вторая интрузивная фаза варисского цикла).	Кварцевые жилы с монацитом (кочкарский интрузивный комплекс).	То же.	С нормальными микроклиновыми гранитами и гнейсо-гранитами.
17	То же.	Карбонатные жилы с монацитом.	?	Связь с интрузивными породами не ясна, залегают в змеевике.
18	" "	Шеелитовые и золото-шеелитовые м-ния.	Высокотемпературные, средней глубинности.	С нормальными микроклиновыми гранитами.
19	" "	Золоторудные.	Средних температур (?), средней глубинности.	То же.
20	Комплекс м-ний, связанных с гранодиоритами и плагиогранитами первой интрузивной фазы варисского цикла.	Золото-мышьяковые (Кочкарские и Челябинские).	Средних температур, средней глубинности.	С комплексом гранодиоритов и плагиогранитов.

Геологический возраст	Минералогический состав	Форма залегания
Поздневарисский.	1. Берилл, плагиоклаз, мусковит, флюорит; второстепенные: висмут, молибденит, пирит, халькопирит. 2. Кварцевые жилы с бериллом.	Жилообразные залежи, жилы.
"	Кварцево-вольфрамитовые жилы: кварц, горный хрусталь, жильбертит, флюорит, берилл, вольфрамит (гюбнерит), шеелит, пирит, галенит, сфалерит, халькопирит, молибденит, висмут, блеск, марказит, мельниковит; на Боевском месторождении также карбонаты и антимонит.	Жилы.
"	Пирит, мусковит, кварц, полевой шпат. Второстепенные: сфалерит, галенит, молибденит, ковеллин, халькозин, лимонит.	Гнездообразные обособления размером от нескольких сантиметров до 30 *см*, рассланцованные зоны в гранитах.
"	Кварц (20—40%), микроклин-пертит и альбит (35%), мусковит, серицит, апатит, лимонит, рутил, биотит, лимонитизированный пирит. В кварцевых жилах: кварц, пирит, редко антимонит, базовисмутит, флюорит, турмалин, шеелит.	Пластообразная залежь в породах кровли с рядом широтных апофиз, представляющих верхнюю и апикальную часть небольшого (200 *м* по простиранию) сателлита.
"	Кварц, полевой шпат, флюорит, мусковит, молибденит, висмутовый блеск и др.	Жилы.
"	Кварц, в протолочках монацит.	" "
Варисский.	1. Жилы дымчатого кварца с мусковитом, турмалином, дистеном, монацитом. 2. Кварцево-рутиловые жилы с монацитом и дистеном. 3. Жилы кварца с висмутовым блеском, шеелитом и монацитом.	" "
"	Карбонат, монацит в крупных кристаллах.	" "
"	Кварц, шеелит, золото, сульфиды.	" "
"	Кварц и небольшое количество сульфидов.	" "
"	Кварц (карбонаты), пирит, арсенопирит, сфалерит, галенит, халькопирит, пирротин, молибденит, блеклые руды, золото и др.	" "

№ п/п	Наименование рудного комплекса	Типы минеральных образований (от молодых к древним)	Генетические группы (температура, глубинность)	Связь с магматическими породами
21	**Комплекс м-ний, связанных с гранодиоритами и плагиогранитами первой интрузивной фазы варисского цикла.**	Шеелитовые (сульфидно-шеелитовые) и золото-шеелитовые жилы.	Высокотемпературные (гипо-мезотермальные), средней глубинности.	С гранодиоритами и плагиогранитами.
22	То же.	Полиметаллические жилы.	Средних температур, средней глубинности.	То же.
23	„ „	Метасоматические залежи полиметаллических руд (Покровское и Андреевское в Кочкарском районе).	То же.	„ „
24	М-ния, связанные с гранодиоритами первой интрузивной фазы варисского цикла.	Баритовые жилы (месторождения Кичигинское, Гогинское, Айдырлинское).	„ „	„ „
25	М-ния, связанные с жильными полями варисских гранитоидов.	Кварцево-пиритовые золоторудные жилы (Березовский рудник).	„ „	С полями дайковых пород жильных гранитоидов (березиты).
26	То же.	Золото-медно-кварцевые жилы (Благодатный район).	„ „	С березитизированными гранит-порфирами.
27	М-ния, связанные с варисскими гранитоидами.	Золото-кварцевая жильная формация.	Средних температур, средней и даже небольшой глубинности.	Большей частью находятся в экзоконтакте варисских гранитоидных интрузий.
28	М-ния, вероятно, связанные с варисскими гранитоидами.	Диопсидо-хлорито-гранатовая формация золоторудных жил (Золотая Гора).	Высокотемпературные, средней глубинности.	Непосредственно залегают в серпентините, предположительно связаны с гранитами.
29	То же.	М-ния золота в лиственитах, тальковых, хлоритовых, жедритовых и антофиллитовых породах.	От высоко- до среднетемпературных, средней глубинности.	То же.
30	М-ния, связанные с варисскими гранитоидами.	Золото-ртутные сурьмяные жилы (Арамашевское, Аятское).	Среднетемпературные, средней глубинности.	С варисскими гранитоидами.
31	Марганцево-кобальтовые м-ния.	Кварцевые жилы с кобальтоносными вторичными минералами марганца (Белый камень, Домбар в Адамовском районе).	Гидротермальные, средней глубинности; первичная минерализация не известна.	То же.

Геологический возраст	Минералогический состав	Форма залегания
Варийский	Кварц (полевые шпаты, карбонаты), *шеелит, турмалин, обычны* сульфиды, пирит, халькопирит (блеклые руды, галенит, сфалерит, молибденит и др.).	Жилы.
„	Кварц, арсенопирит, пирит, халькопирит, сфалерит, галенит, *джемсонит, буланжерит, бурнонит, тетраэдрит* и др.	„ „
„	Сфалерит, галенит, пирит, арсенопирит, *норданит*, кварц, карбонаты.	Метасоматические залежи в известняках на границе с гранитоидами.
„	Барит, кварц, пирит, халькопирит, галенит.	Жилы.
„	Кварц, карбонаты. Второстепенные: турмалин, пирофиллит. Главные первичные рудные: пирит, блеклая руда, халькопирит, галенит, нередок айкинит. Минералы второстепенные и редкие: герсдорфит, миллерит, молибденит, сфалерит, пирротин, галенобисмутит, золото.	*Жилы двух типов:* 1) лестничные и 2) красничные.
„	Кварц, *золотистый пирит*, халькопирит, теннантит, тетраэдрит, сфалерит, галенит, золото.	*Жилы.*
„	Кварц с *небольшим количеством* сульфидов (1—2%), пирит, в незначительном количестве галенит, халькопирит, сфалерит, арсенопирит, шеелит, вольфрамит, молибденит, *пирротин, тетраэдрит, марказит, золото.*	*Жилы и рассланцованные зоны.*
„	Диопсид, гранат, хлорит, магнетит, карбонат, сфен, апатит, халькозин, золото; встречаются сульфиды никеля.	Рассланцованная зона в змеевиках.
„	В разных м-ниях: жедрит, актинолит, вермикулит, антофиллит, тальк, карбонаты, хлорит, серпентин, кварц, турмалин, пирофиллит, фуксит, магнетит, гематит, пирит, халькопирит, *сфалерит, галенит, миллерит*, герсдорфит, блеклая руда, золото.	*Линзовидные и жилообразные залежи в серпентинитах или в их контактах.*
„	Кварц, доломит, кальцит, иногда адуляр, антимонит, киноварь, пирит, арсенопирит, золото и др.	Жилы.
Поздневарисский.	Кварц, каолин, гидроокислы железа и марганца.	Жилы, часто четковидные.

№ п/п	Наименование рудного комплекса	Типы минеральных образований (от молодых к древним)	Генетические группы (температура, глубинность)	Связь с магматическими породами
32	М-ния, связанные с варисскими гранитоидами.	Медно-турмалиновая формация (Еленовское).	Средних или высоких температур, средней глубинности.	С гипабиссальными интрузиями гранодиоритов и гранодиорит-порфиров.
33	То же.	Золото-турмалиновые м-ния (сланцевая полоса Кумакского приска).	Высоких температур, средних глубин.	Вероятно, связаны, с варисскими гранитоидами.
34	М-ния, связанные с магнитогорско-гумбейским типом гранитных интрузий.	Контактово-метасоматические месторождения железа (Магнитогорское).	Высокотемпературные, малых глубин.	С гранитными и граносиенитовыми интрузиями субвулканического характера и непостоянного состава.
35	То же.	Контактово-метасоматические м-ния вольфрама (Балканское).	То же.	То же.
36	" "	Шеелитовые и золото-шеелитовые жилы (Гумбейское).	" "	" "
37	" "	Пластовые залежи бурых железняков невыясненного генезиса в осадочных породах (гора Кременная).	Генезис не ясен: возможно, залежь является железной шляпой гидротермального м-ния.	Возможна связь с гранитоидами магнитогорской формации.
38	М-ния, связанные с магнитогорским изверженным комплексом.	Баритовые жилы (Муртазинское и др.).	Малых или средних глубин, средних температур.	Залегают среди эффузивов карбона и, вероятно, связаны с магнитогорским изверженным комплексом.
39	М-ния, связанные с ультраосновными варисскими интрузиями.	Гнездообразные залежи и сегрегации хромита.	Магматические и гистеромагматические.	С гипербазитами, главным образом с дунитами и их фациями.
40	М-ния, связанные с верхнедевонскими сиенито-диоритами, граносиенитами и диоритами.	Золоторудные жилы и метасоматические залежи (Мало-Кораиское).	Средних температур, вероятно малых глубин (предполагается связь с субвулканическими интрузиями).	С небольшими штоками сиенито-диоритов, диорит-порфиритов, граносиенитов.
41	М-ния, связанные с интрузивными диабазами низов франского яруса.	Контактово-метасоматические м-ния железа (1-й Северный рудник, Кара-Саир).	Высокотемпературные, малых глубин.	С интрузивными диабазами.
42	То же	Кварцево-золоторудные жилы.	Средних температур, средних или малых глубин.	То же.

Геологический возраст	Минералогический состав	Форма залегания
Верхнепалеозойский.	Халькопирит, пирит, немного молибденита, сфалерит, борнит (супергенный), галенит, турмалин, кварц, серицит. В рудах есть олово, повидимому в виде касситерита.	Линзообразные метасоматические залежи и брекчии.
"	Кварц, турмалин, апатит, арсенопирит, пирит, франклинит, тетрадимит, халькопирит, пирротин, марказит, золото.	Оруденелые сланцы и неправильные скопления кварца.
Ранневарисский.	Пироксен, гранат, магнетит, эпидот, хлорит, пренит, скаполит, пирит, роговая обманка, везувиан и др.	Метасоматические залежи пластового характера в известняках в контакте с гранитами.
"	Кварц, кальцит, шеелит, в виде гнезд, залегают в гранатовых и гранато-волластонитовых скарнах. Рудные: шеелит, молибденит, пирит, халькопирит, галенит, тетраэдрит, гематит; встречаются целестин и барит.	Гнездообразные жилы.
"	Жильные: кварц, реже полевой шпат, кальцит, доломит, апатит, редко целестин. Рудные: шеелит, молибденит, висмутит, халькопирит, айкинит, джемсонит, галенит, тетраэдрит, арсенопирит, пирротин, борнит, золото, пирит.	Жилы.
Залегают в отложениях нижнего карбона.	Лимониты, кремнистые породы, есть фосфаты, гипс, глазки пирита.	Пластообразные залежи.
Ранневарисский (нижний карбон).	Барит, немного пирита, халькопирита, сфалерита, галенита.	Жилы.
Ранневарисский (послевизейский и досреднекарбоновый).	Хром-шпинель, медь, серпентин, оливин, местами уваровит, хромовые хлориты, хромовые везувианы и др.	Гнездообразные и жилообразные залежи.
Предположительно верхнедевонский, судя по связи интрузий с рогово-обманковыми профиритами верхнего девона.	Кварц, альбит, пирит, апатит, рутил, хлорит, биотит, мусковит.	Метасоматические залежи линзообразной формы и жилы.
Начало франского или конец живетского века.	Магнетит, гранат, пироксен, иногда сульфиды: пирит, пирротин, халькопирит.	Залежи.
То же.	Кварц и немного обычных сульфидов (пирит и пр.).	Жилы.

№ п/п	Наименование рудного комплекса	Типы минеральных образований (от молодых к древним)	Генетические группы (температура, глубинность)	Связь с магматическими породами
43	М-ния, связанные со среднедевонскими интрузиями диоритов и гранодиоритов.	Контактово-метасоматические м-ния железа (Турьинские рудники).	Высокотемпературные, малых глубин (рудоносные интрузии, повидимому, имеют субвулканический характер).	С гранодиоритами и кварцевыми диоритами.
44	То же.	Контактово-метасоматические м-ния меди (Турьинские рудники).	То же, среднетемпературные.	То же.
45	„ „	Вкрапленные медные и медно-молибденовые руды в зонах скалывания (Турьинские рудники).	То же	„ „
46	„ „	Жилы с сульфидами и сульфоарсенидами кобальта и никеля (Пестеревская жила).	„ „	„ „
47	„ „	Карбонатные жилы *со сфалеритом* (Турьинские рудники).	„ „	„ „
48	„ „	Кварцево-баритовые жилы с галенитом (Турьинские рудники).	„ „	„ „
49	„ „	Кварцево - золоторудные жилы (Серовский район).	Средних температур, средних или малых глубин.	С кварцевыми диоритами восточной части Серовского района.
50	М-ния, связанные с сиенитами тагило-кушвинского комплекса.	Контактово-метасоматические м-ния железа (Высокогорское, гора Благодать).	Высокотемпературные, вероятно малых и средних глубин.	С сиенитами, иногда дающими щелочные разности (монцониты, шонкиниты, нефелиновые сиениты).
51	То же.	Контактово-метасоматические м-ния меди и медистые магнетиты (Меднорудянск).	То же, среднетемпературные.	То же.
52	„ „	Контактово-метасоматические м-ния марганца (Лайские).	Средних и малых глубин, высокотемпературные.	С сиенитами и сиенит-порфирами.
53	„ „	Гидротермальные м-ния марганца (район Сапальского).	Средних или малых глубин, среднетемпературные.	С интрузией сиенитов.
54	Колчеданные залежи.	Серноколчеданные залежи.	Средних температур, малых глубин.	С вулканогенной толщей, пространственно в большинстве с альбитофирами.
55	То же.	Медноколчеданные залежи.	То же.	То же.

Геологический возраст	Минералогический состав	Форма залегания
Предположительно поздне-среднедевонский.	Гранат, пироксен, магнетит. В небольшом количестве сульфиды меди—*пирит и халькопирит.*	Различаются залежи круто падающие *вдоль контакта интрузий* с диоритами и пластообразные.
То же.	Гранат, пироксен (геденбергит), магнетит, сфалерит, халькопирит, пирротин, гематит, эпидот, хлорит, актинолит, белые слюды, тальк, цеолиты, кальцит, иногда пентландит, кобальтоносный пирит, фальэрц и др.	То же.
„ „	Гранат, диопсидовый пироксен, пирит, халькопирит, молибденит, графит, кварц, кальцит, эпидот и др.	Зоны скалывания в скарнах (преимущественно на границах с интрузиями).
„ „	Шмальтин, герсдорфит, леллингит.	Тонкие прожилки.
„ „	Карбонат(вероятно анкерит), сфалерит.	Жилы.
„ „	Кварц, барит, карбонаты, галенит.	Тонкие жилы.
Конец среднего девона.	Кварц, в небольшом количестве *пирит и другие сульфиды.*	Жилы.
Конец верхнего силура — начало нижнего девона (интрузии эрийской *фазы, абс. возраст* 340—365 млн. лет).	Гранат, пироксен, эпидот, пренит, хлорит, кальцит, скаполит, цеолит, пумпеллиит, магнетит, сульфиды *меди и железа, пирит кобальтоносный*, апатиты, в том числе редкоземельный, шпинель, флогопит.	Преимущественно пластообразные залежи.
То же.	Гранат, пироксен, хлорит, кальцит и др. Магнетит, халькопирит, пирит и др.	Метасоматические залежи.
„ „	Марганцовистые гранаты, пироксены (бустамит, браунит).	Метасоматические гнездообразные залежи.
„ „	Марганцевый шпат, манганомагнетит, пирохроит, гаусманит.	Метасоматические залежи в доломитизированных известняках.
S_2—D_1	Главные минералы: пирит, кварц, *серицит. Второстепенные: халькопирит*, сфалерит и др.	Линзовидные и пластообразные тела, вкрапленники, системы прожилков и штокверки.
То же.	Главные минералы: пирит, халькопирит, кварц, серицит. Второстепенные: *сфалерит, теннантит*, арсенопирит и др.	То же.

№ п/п	Наименование рудного комплекса	Типы минеральных образований (от молодых к древним)	Генетические группы (температура, глубинность)	Связь с магматическими породами
56	Колчеданные залежи	Медно-цинковые залежи.	Средних температур, малых глубин.	С вулканогенной толщей, пространственно в большинстве с альбитофирами.
57	Медные и медно-кобальтовые жилы пышминского типа.	Медные и медно-кобальтовые жилы (Пышминско-Ключевское м-ние).	Средних температур, средних глубин.	С интрузиями не ясна: залегают в эффузивной толще S_2—D_1
58	Медно-кобальтовые гидротермальные м-ния в змеевиках.	Медно-кобальтовые пирротино - халькопиритовые и пиритопирротиновые жилы (Ишкинино).	Гидротермальные, средних глубин, средних температур.	Пространственно связаны со змеевиками. Судя по типу изменения последних тальково - карбонатные м-ния связаны с гидротермальной деятельностью кислых интрузий.
59	Медно-пирротиновые залежи, связанные с диоритами и габбро-диоритами.	Медно-пирротиновые залежи, обычно в контакте с диоритами и габбро-диоритами.	Среднетемпературные, средних и малых глубин.	С небольшими штоками диоритов и габбро-диоритов.
60	М-ния, связанные с верхнесилурийскими плагиогранитами и кварцевыми диоритами.	Контактово-метасоматические м-ния железа.	Высоких температур, средних или малых глубин.	С плагиогранитами, кварцевыми диоритами и гранодиоритами верхнего силура.
61	—	Медные вкрапленники в кварцевых диоритах (Вознесенское).	Средних температур.	С кварцевыми диоритами.
62	Кварцево-золоторудные жилы.	Кварцево - золоторудные жилы.	Среднетемпературные, с переходом к низкотемпературным, малых глубин.	С малыми интрузиями плагиогранитов, кварцевых диоритов и гранодиоритов среднепалеозойского возраста.
63	М-ния ртути.	Кварцево - золоторутные жилы и вкрапленные м-ния в известняках (Лялинское, Оленье-Травенское, Исовское).	Малых глубин, низкотемпературные.	Связь не ясна.
64	Медно-карбонатные и кварцево-медные жилы и вкрапленники.	Медно-карбонатные жилы в эффузивах и кварцевые жилы зоны эпидотизации, вкрапленники в мандельштейнах.	Среднетемпературные, вероятно малых глубин.	Характерно залегание в эффузивных породах, особенно в диабазах и спилитах верхнего силура.
65	Гематито-магнетитовые м-ния.	Гематито-магнетитовые м-ния (м-ния Карпинского р-на и др.).	Высокотемпературные, малых глубин.	Залегают среди диабазов и основных эффузивов.
66	М-ния, связанные с габбро, среднепалеозойского возраста.	Медно-сульфидные вкрапления (Волковское и др.).	Высокотемпературные (?) (средних глубин).	Вкрапленники в габбро основного состава.

Продолжение табл.

Геологический возраст	Минералогический состав	Форма залегания
S_2—D_1	*Главные минералы: пирит, сфалерит, халькопирит, кварц, серицит, барит. Второстепенные: теннантит,* арсенопирит, галенит, иногда борнит.	*То же и жилообразные тела.*
Возраст неясен	Главные минералы: пирит, пирротин, халькопирит, магнетит, хлорит, актинолит, биотит, карбонаты, кварц. Второстепенные и редкие: сфалерит, молибденит, пентландит, кобальтин, мушкетовит, серицит, апатит, сфен, ортит.	Четковидные жилы.
Среднепалеозойский.	Пирротин, халькопирит, пирит, магнетит, арсенопирит, кобальтин, тальк, карбонаты.	Жилообразные зоны оруденения тальково-карбонатных пород.
"	Главные—пирротин. Второстепенные: халькопирит, пирит, хлорит, кварц, иногда гематит и магнетит.	Линзовидные залежи небольшого размера.
Вероятно, конец нижнего лудлоу.	*Гранат, магнетит, пироксен, эпидот,* хлорит, актинолит, пирит, халькопирит, *местами кобальтин.*	*Пластообразные и* крутые скарновые *залежи.*
Верхний силур или нижний девон.	Кварц, пирит, халькопирит, немного молибденита.	Система тонких прожилков кварца с сульфидами и вкрапленниками сульфидов.
Среднепалеозойский. Известны месторождения верхнесилурийско-нижнедевонского цикла.	Главные: кварц, 1,5—2% сульфидов, пирит, халькопирит, блеклая руда, галенит, иногда сульфосоли серебра. Встречаются карбонаты, в частности, марганцовистые, киноварь.	Кварцевые жилы и рассланцованные зоны.
Среднепалеозойский.	1. Кварцево-золототортутные *жилы:* кварц, пирит, киноварь, иногда сурьмяный блеск. 2. Вкрапленники в известняках: киноварь, кальцит, гематит, изредка накрит, пирит, антимонит.	*Жилы и зоны* вкрапленников.
Среднепалеозойский, преимущественно верхнесилурийский.	Кварц, карбонаты, эпидот, цеолиты, *хлорит, халькопирит, пирит,* реже сфалерит, борнит и другие сульфиды.	Жилы, вкрапленники в мандельштейнах, эпидотизированные зоны.
Среднепалеозойский (S_2—D_1)?	Главные: гематит, магнетит, гранат, эпидот, актинолит, турмалин, кварц, немного сульфидов.	Жилообразные залежи в эффузивах, главным образом в диабазах.
Верхнесилурийский S_2	Халькопирит, пирротин, борнит, магнетит, пирит, апатит, актинолит, гранат, эпидот, хлорит, пренит.	Вкрапленники в габбро и в возникших из них гранатовых породах.

№ п/п	Наименование рудного комплекса	Типы минеральных образований (от молодых к древним)	Генетические группы (температура, глубинность)	Связь с магматическими породами
67	М-ния, связанные с габбро, среднепалеозойского возраста	Титаномагнетиты.	Магматического генезиса.	Шлирообразные залежи и вкрапленники в габбро и пироксенитах.
68	М-ния, связанные с пироксенитами.	То же.	То же	Связаны с пироксенитами.
69	М-ния, связанные с перидотитами и дунитами.	М-ния хромита	Гистеромагматического генезиса.	С перидотитами, главным образом, дунитами и гарцбургитами.
70	То же.	Медные и медно-никелевые вкрапленники.	Магматические или гидротермальные.	С перидотитами и возникшими из них серпентинитами.
71	„ „	Жильные м-ния меди в змеевиках.	Средних температур, средних глубин.	То же.
72	„ „	Коренные м-ния платины (Тагильское).	Гистеро-магматические.	С дунитами.
73	„ „	Коренные м-ния осмистого иридия.	Магматические.	С дунитовыми фациями перидотитовых массивов или с перидотитами
74	Пегматиты ушкатинской свиты.	—	Пегматитовые.	С древними плагиогнейсами и мигматитами.
75	Медистые песчаники.	—	Инфильтрационные.	С песчаниками различных горизонтов пермских, преимущественно верхнепермских, отложений.
76	М-ния Западного рудного пояса.	Свинцово-цинковые м-ния Югорского п-ва и о. Вайгача.	Среднетемпературные (телетермального типа).	С магматическими породами не наблюдалось; м-ния залегают в доломитах и в известняках.
77	То же.	Медные и медно-цинковые руды о. Вайгача и Югорского п-ова.	Среднетемпературные, телемагматические.	То же.
78	„ „	Флюоритовые месторождения Югорского п-ова и о. Вайгача (Амдерма).	То же.	„ „
79	„ „	Свинцовые м-ния западного склона Северного и Среднего Урала (Шантым, Прилука, Тагильские, Башкирские).	Среднетемпературные, телемагматические, некоторые возможно не связаны с магматической деятельностью.	Связь с магматическими породами не выяснена, залегают в карбонатных породах силура, нижнего карбона и перми.
80	„ „	Свинцово-цинковые м-ния области Башкирского поднятия (Вехне - Аршинское).	Среднетемпературные телемагматические.	Связь с магматическими породами не установлена.

Геологический возраст	Минералогический состав	Форма залегания
Верхнесилурийский.	Магнетит с вростками ильменита и минералы материнской породы; реакционные каймы роговой обманки и биотита.	Гнездообразные шлиры и вкрапленники.
S_2	Титано-магнетит и минералы материнской породы; роговая обманка (реакционная кайма).	Шлиры и вкрапленники.
То же.	Хромит, серпентин, хлорит, иногда уваровит и другие хромовые силикаты.	Шлиры неправильной линзовидной и жилообразной формы и вкрапленники.
S_2—D_1	Медистые магнетиты, содержащие халькопирит, пирит, пентландит, никелин, виоларит, миллерит, иногда сульфоарсениды кобальта.	Вкрапленники и шлирообразные залежи.
То же.	Кварцевые или карбонатовые жилы с халькопиритом и пиритом.	Жилы.
„ „	Хромит, серпентин, оливин, платина, иногда уваровит, слюда, хромовый хлорит, сульфиды.	Шлиры и вкрапленники.
„ „	Хромит, осмистый иридий, оливин.	Шлирообразные вкрапленники.
Докембрийский, предположительно нижнепротерозойский или архейский.	1. Кварц, полевой шпат (микроклин), ортит, изредка берилл, кассиterит. 2. Слюдяные пегматиты.	Жилы и линзообразные залежи.
Верхняя пермь.	Халькозин, медная зелень.	Вкрапленники, залегающие согласно со слоистостью, а в плане имеющие очень неправильную форму.
Месторождения моложе верхнего силура, возможно, являются верхнепалеозойскими.	Сфалерит, галенит, пирит, доломит, кальцит, кварц, иногда флюорит и барит.	Жилы секущие, жилы пластовые, вкрапленники, распространяющиеся по пластам.
То же.	Халькопирит, сфалерит, кварц, карбонаты, иногда тетраэдрит, флюорит.	Секущие жилы и пластообразные залежи вкрапленников.
Тоже, наблюдались прожилки флюорита в пермских песчаниках.	Флюорит, кварц, пирит, халькопирит, сфалерит, галенит, реже борнит и кальцит.	Жилы и метасоматические залежи, секущие и пластовые.
Варисский (Шатым, Прилука, Чердынская группа). Для среднеуральской группы возможен более древний.	Галенит; в Нижне-Тагильской группе также халькопирит, пирит, сфалерит, арсенопирит, тетраэдрит, доломит, кальцит, кварц.	Жилы и вкрапленники.
Месторождения залегают в древних докембрийских свитах.	1. Галенит в карбонатных породах или карбонатных жилах. 2. Галенит, сфалерит, пирит, доломит.	1. Жилы и вкрапленники. 2. Линзовидные залежи.

№ п/п	Наименование рудного комплекса	Типы минеральных образований (от молодых к древним)	Генетические группы (температура, глубинность)	Связь с магматическими породами
81	М-ния Западного рудного пояса.	Флюоритовые м-ния в древних свитах Южного Урала.	Среднетемпературные.	Связь с магматическими породами не выяснена.
82	„ „	Баритовые м-ния района Башкирского поднятия (Медведевское).	То же.	То же.
83	„ „	Баритовые жилы в верхнепермских отложениях.	Предположительно гидротермальные, очевидно низкотемпературные.	Связь с магматическими породами не наблюдается.
84	„ „	М-ния железистого блеска (Кутимское и др.).	Среднетемпературные.	То же.
85	„ „	Контактово-метасоматические м-ния магнетита (Троицко-Осамское).	Высокотемпературные средних и малых глубин.	Связаны с калиевыми гранитами, повидимому таконского времени.
86	„ „	Железистые кварциты тараташской свиты.	Метаморфические.	С кристаллическими сланцами тараташской и нижнепротерозойской свит.
87	„ „	*М-ния бакальского типа* (Бакал).	*Метасоматические* залежи в доломитах телетермального типа.	*Связь с магматическими породами не наблюдалась; в районе м-ния развиты диабазовые жилы.*
88	„ „	Жильные м-ния комарово - зигазинского типа.	Метасоматические залежи гидротермального генезиса (по тонким прослоям карбонатных пород в глинистых сланцах); согласно другому мнению, м-ния осадочного генезиса.	Отчетливой связи не наблюдается; в районе м-ния развиты лишь диабазовые жилы.
89	„ „	Магнезитовые м-ния (Сатка, Бакал, Катав - Ивановская группа).	Метасоматические залежи в доломитах и доломитизированных известняках.	Связь не ясна.
90	„ „	Титаномагнетиты (Кусинские, Юбрышские).	Гистеромагматические.	Связаны с интрузивными диабазами и габбро.
91	„ „	Оловянно-висмутовые м-ния (Торговское).	Высокотемпературные больших и средних глубин.	С микроклин - пертитовыми калиевыми гранитами.
92	„ „	Кварцево-арсенопиритовые жилы.	Среднетемпературные.	С гранодиоритовыми фациями дотремадокских гранитов.

Геологический возраст	Минералогический состав	Форма залегания
Залегают в докембрийских отложениях.		
Залегают в докембрийских свитах (или нижнепалеозойских).	В зоне окисления: 1) барит, лимонит, кварц, пирит (*псевдоморфозы*), 2) прожилки барита в доломите, 3) *барит в турьите, возникшем из* сидеритовых руд.	1. Пластовые «жилы» в глинистых *сланцах (метасоматические).* 2. *Вкрапленники и прожилки в сидеритах.*
Не старше верхней перми.	Барит, кальцит, кварц.	Жилы, нередко связанные с зонами нарушений.
Залегают в доломитах и метаморфических сланцах карадокского возраста.	Гематит, кварц, магнетит (мушкетовит), пирит, редко халькопирит, доломит.	Пластообразные, жилообразные и метасоматические залежи.
Таконский, т. е. конец ордовика.	Магнетит, гранат.	Гнездообразные залежи.
Нижнепротерозойский.	Магнетит, кварц, иногда встречаются гиперстен, плагиоклаз	Линзообразные залежи, подчиненные определенному возрасту.
Залегают в кембрийских или докембрийских свитах.	В зоне первичных руд: сидерит, доломит, иногда магнетит. Второстепенные минералы: пирит, халькопирит, галенит, бурый шпат, анкерит, гематит, кварц, барит (в виде позднейших *прожилков и вкраплений*).	Метасоматические пластовые залежи.
Залегают в породах кембрийского или докембрийского возраста.	В зоне окисления: различные гидроокислы железа с примесью окислов и гидроокислов марганца. Первичные руды, повидимому сидеритовые и анкеритовые. *Второстепенные в первичных* рудах и боковых породах: пирит, галенит, халькопирит, кварц, барит и серицит.	Метасоматические пластообразные залежи.
Залегают в докембрийских толщах.	Магнезит. Второстепенные: доломит, кальцит, арагонит, кварц, брусит, серпентин, пирит, сфалерит, магнетит, галенит.	То же.
Залегают в древних свитах и, вероятно, имеют древний возраст.	Магнетит, ильменит и силикатные минералы вмещающих пород, а также реакционный амфибол.	1. Жилообразные залежи богатых массивных руд. 2. Вкрапленники магматического генезиса с сидеритовой структурой.
Дотремадокский, вероятно кембрийский (салаирский).	Пирит, халькопирит, шеелит, висмутинит (виттихенит, эмплектит, висмутовый блеск, молибденит, касситерит и др.).	Четковидные жилы.
Дотремадокский, предположительно верхне- или среднекембрийский (салаирский).	Кварц, арсенопирит, пирит.	Жилы.

ЛИТЕРАТУРА[1]

Бородаевский Н. И. Типы золоторудных месторождений, подчиненных ультраосновным породам в Миасском и Учалинском районах Южного Урала. Сб. «200 лет золотой промышленности Урала», 1948.

Водорезов Г. И. и Яншин А. Л. Геологическая карта СССР м-ба 1 : 1 000 000. Объяснительная записка к листу М—40 (Чкалов). 1947.

Гарань М. И. Возраст и условия образования древних свит западного склона Южного Урала. 1946.

Дюпарк Л. и Мразек Л. Троицкое месторождение железных руд в Кизеловской даче на Урале. Тр. Геол. Ком., нов. сер., вып. 15, 1909.

Есипов П. М. и Мамаев Н. Ф. Новые данные по стратиграфии и тектонике Полтаво-Брединского угленосного района. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1940.

Иванов А. А. Уральские коренные месторождения золота. Сб. «200 лет золотой промышленности Урала», 1948.

Коптев-Дворников В. С., Доброхотова Е. С., Рожков И. С., Мирлин Г. А. Геологический разрез Урала от Златоуста до Челябинска. Изд. АН СССР, 1940.

Куплетский Б. М. Гранитные интрузии восточного склона Среднего Урала и их редкометальное оруденение. Тр. Инст. геол. наук, вып. 83, 1947.

Логинов В. П., Павлов Н. В. и Соколов Г. А. Хромитоносность Кемперсайского ультраосновного массива на Южном Урале. Хромиты СССР, т. II, 1940.

Львов К. А. Докембрий и нижний палеозой Приполярного Урала. Фонды ВСЕГЕИ, 1948.

Марковский Б. П. Очерк стратиграфии девонских отложений западного склона Среднего и Южного Урала. Матер. ВСЕГЕИ, общ. сер., сб. 8, 1948.

Милютин В. Л. О тектонике изверженных пород. Сов. геол., № 9, 1940.

Пронин А. А. Новые данные о возрасте серпентинитов Урала. Зап. Уральского геол. общ., вып. 1, 1948.

Ренгартен В. П. Стратиграфия меловых и третичных отложений Восточного Приуралья. Фонды ВСЕГЕИ, 1945.

Скабичевский Б. П. О нижнеуфалейском гранитном массиве. Сов. геол., № 10, 1940.

Эйнор О. Л. Взаимоотношения Урала и Пай-Хоя. Матер. ВСЕГЕИ, общ. сер., № 7, 1946.

[1] Настоящий список литературы является неполным. В нем преимущественно указаны новые работы, данные которых не вошли в крупные обзорные работы по Уралу.

Н. К. Морозенко

ОБЩИЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ, МАГМАТИЗМ И МИНЕРАЛЬНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ ПАМИРА

В структурно-геологическом отношении Памир представляет собой сложную область варисских, киммерийских и альпийских структур.

Он граничит в пределах Советского Союза на севере с Гиссаро-Алайской горной системой, а на юге с Гиндукушем. К востоку структуры Памира продолжаются в Китае — в Куэнь-Луне и в Кара-Коруме, а к западу — в горных сооружениях Афганистана.

Широкое распространение разновозрастных осадков (от нижнего палеозоя до третичных и четвертичных включительно), а также интенсивное и притом весьма неравномерное проявление для отдельных областей многочисленных фаз варисских, киммерийских и альпийских движений обусловили сложность геологического строения Памира.

Трудность расшифровки этого строения усугубляется высокогорностью и исключительной труднодоступностью многих районов для геологических исследований. Особенностью магматической геологии Памира является широкое распространение разновозрастных гранитоидных интрузивов.

К настоящему времени на Памире неизвестны значительные промышленные рудные месторождения, за исключением золотых россыпей на Ранг-Куле и коренных месторождений золота по Саук-Саю. Промышленная значимость последних и их масштабы недостаточно ясны.

Известны крупные промышленные месторождения пьезокварца и имеются месторождения других нерудных полезных ископаемых — асбеста, флогопита, ляпис-лазури, талька.

Наблюдается широкое, правда весьма неравномерное, развитие гидротермальных образований вообще и мелких рудных проявлений в частности. Разнохарактерность последних, некоторые закономерности пространственного расположения, приуроченность к определенным структурам и интрузиям создают металлогенический фон, служащий дополнением для характеристики и разделения геологических зон и интрузивных комплексов, а также для оценки их перспектив в отношении полезных ископаемых эндогенного происхождения.

На основании преимущественного распространения осадков того или иного возраста и характера геологического строения Памир разделен его ранними исследователями на три геологические зоны: Северную, Центральную и Южную (Д. В. Наливкин, 1932 и 1937 гг.). Основа этого деления сохраняется автором и при выделении металлогенических зон, являющихся по существу подзонами указанных выше более крупных геологических зон. Для характеристики металлогении Памира можно выделить следующие семь зон, различающиеся по тектоно-магмати-

ческим особенностям, по характеру осадков, геологических структур и минеральных образований:

I. Мезо-кайнозойская депрессия — северное окаймление Памира (восточная часть Южно-Таджикской депрессии, хребет Петра Первого и Заалайский хребет). Область мощного покрова мезо-кайнозойских осадков, почти полного отсутствия магматических и, особенно, интрузивных проявлений и гидротермальных минеральных образований.

II. Калайхумб — Саук-Сайская зона (северная полоса Северной геологической зоны Памира). Область весьма разнообразных осадков среднего и верхнего палеозоя, широкого распространения покровного вулканизма и древневарисских интрузивов.

III. Дарваз—Кара-Кульская зона. Область распространения нижне-, средне- и верхнепалеозойских осадков, преимущественного распространения юноварисских интрузий и слабого проявления гидротермальных рудных образований.

IV. Ванч—Язгулем—Ранг-Кульская зона. Область палеозойских и мезозойских осадков, широкого распространения киммерийских интрузивов, минерализации в пегматитах и широкого распространения промышленных хрусталеносных жил.

V. Рушанская зона. Область нижнепалеозойских метаморфизованных осадков, широкого распространения киммерийских, альпийских и отчасти варисских интрузивов, а также кварцевых гидротермальных, большей частью безрудных, образований.

VI. Юго-Восточный Памир. Область мезозойских осадков, киммерийских и альпийских интрузий и проявления гематитовой, сидеритовой, баритовой и сульфидной минерализации.

VII. Юго-Западный Памир. Область метаморфических толщ, очень большого распространения кислых интрузивов неизвестного возраста, а также киммерийских и альпийских интрузивов и наличия нерудных полезных ископаемых — флогопита, талька и ляпис-лазури.

Ниже дается краткая характеристика выделенных зон, их геологических особенностей, структуры, магматизма и металлогении.

МЕЗО-КАЙНОЗОЙСКАЯ ДЕПРЕССИЯ (СЕВЕРНОЕ ОКАЙМЛЕНИЕ ПАМИРА)

В эту зону входят южная часть Таджикистана в пределах верхней части бассейна р. Вахш, Западный Дарваз, хребет Петра Первого и северные склоны Заалайского хребта.

Рассматриваемая зона представляет собой депрессию мезо-кайнозойского времени, расположенную между зонами палеозойских образований и варисских структур: с севера — Гиссаро-Алайской горной системой и с юга — Дарвазом, бассейном р. Мук-Су и Саук-Саем. Комплекс осадков зоны представлен всеми системами мезозоя и кайнозоя от триаса до неогена включительно. Мезо-кайнозойские осадки имеют мощность от 7,8 *км* в Заалайском хребте до 10,5 *км* в Дарвазе.

Отложения триаса располагаются в виде прерывистых полос по южному борту зоны. В Дарвазе они представлены морскими песчаниками и конгломератами нижнего отдела общей мощностью около 600 *м*.

В Заалайском хребте в виде полосы большой протяженности проходит мощная (около 1700 *м*) мынтекинская свита конгломератов, эффузивов и сланцев (в верхней части разреза), охарактеризованных рэтлейасовой флорой.

Юрские отложения известны в западной части зоны, по ее южному борту, где они образуют сравнительно узкие полосы, сложенные песчано-глинистыми речными и озерно-болотными осадками, в нижних горизонтах которых местами содержатся пласты угля. Кроме того, юрские осадки занимают значительные площади в бассейне р. Кызыл-Су в Ку-

лябском районе. Общая мощность юрских отложений в Дарвазе около 1000 *м*. Меловые отложения широко распространены в бортовых частях мезо-кайнозойского синклинория и особенно обильно в хребтах Петра Первого и Заалайском. Они представлены красноцветными песчаниками и сланцами, а также морскими и лагунными осадками — известняками, мергелями и сланцами. Мощность меловых отложений колеблется от 1800 *м* в восточной части зоны до 2500 *м* в Дарвазе.

Наиболее мощными в пределах зоны являются третичные отложения: мощность их в Заалайском хребте около 3,5 *км*, в Дарвазе более 6 *км*. Они представлены в нижней своей части (палеоцен и эоцен) известняками и в верхней (олигоцен и неоген) — песчаниками и конгломератами. Общая мощность третичных отложений в Дарвазе особенно возрастает за счет последних.

Залегающие на палеозойском складчатом основании мощные осадки мезо-кайнозоя претерпели в альпийское время складчатые и разрывные дислокации; породы мезо-кайнозоя образуют крупный синклинорий, особенно ясно выраженный в западной части.

Опрокидывание складок к северу и падение разрывов и надвигов к югу указывают на движение масс в северном направлении. Важнейшей структурной линией является надвиг, проходящий по границе мезо-кайнозоя с палеозоем и ограничивающий описываемую зону с юга. Он проходит через весь Памир на расстояние около 400 *км* и, по данным Н. А. Беляевского, протягивается на большое расстояние в Куэнь-Луне. В восточной части зоны ряд надвигов образует сложночешуйчатое строение.

Время проявления альпийских дислокаций определяется по резкому угловому несогласию в неогене: толща слабо дислоцированных дарвазских конгломератов лежит несогласно на интенсивно дислоцированном складчатом комплексе мезо-кайнозоя, и в том числе на верхней его (хингоуской) свите неогена.

По угловому несогласию между нижнепермскими отложениями и триасовой песчано-конгломератовой толщей в Заалайском хребте устанавливается поздняя фаза варисской складчатости.

МАГМАТИЗМ И РУДОПРОЯВЛЕНИЯ

Интрузивные проявления в пределах зоны крайне незначительны. В западной части ее, в верховьях р. Обиниоу, по данным Н. П. Ермакова (1940 г.), имеются штокообразные интрузии гиперстено-лабрадоровых и авгито-двуслюдяных порфиритов, прорывающих, по данным того же автора, различные горизонты юры до юрско-меловых свит включительно. В том же районе по р. Обиравноу располагается ряд мелких интрузий, прорывающих верхнепермские отложения. Они представлены авгито-роговообманковыми габбро и габбро-диоритами с габбро-офитовой структурой.

Небольших размеров интрузив диоритов находится в Заалайском хребте, в бассейне р. Саук-Сай. Диориты здесь прорывают отложения верхней перми и, повидимому, верхнего триаса. Можно полагать, что они аналогичны по характеру и по возрасту интрузивным проявлениям бассейна р. Обиниоу. В других местах описываемой зоны мезо-кайнозоя магматические интрузивные проявления не обнаружены. Таким образом, характерной особенностью мезо-кайнозойской зоны Южного Таджикистана и Заалайского хребта является почти полное отсутствие интрузивов.

В настоящее время нет достаточных данных для суждения о причинах этого явления. Остается неясным, состоят ли эти причины в том, что интрузивы альпийского времени сосредоточились в нижнем (палеозойском) структурном ярусе и не прорвали мощный покров мезо-кайнозойских отложений, или же специфика альпийской орогении в пределах

рассматриваемой зоны характеризуется исключительной бедностью магматических интрузивных проявлений. Вероятнее, повидимому, последнее. Если и имеются на глубине в нижнем палеозойском основании или в нижней части верхнего мезо-кайнозойского яруса интрузивные проявления, то вряд ли есть основания предполагать, что они имеют значительные масштабы, так как и гидротермальные проявления в верхних частях мезо-кайнозойского разреза незначительны. Интрузивные образования в виде штоков диоритового состава сосредоточиваются в полосе близ линии разлома-надвига палеозоя на мезозой. Эта важнейшая структурная линия (полоса), приходящаяся на бортовую часть мезо-кайнозойской депрессии, наиболее благоприятна для интрузивных проявлений; меньше оснований ожидать такую же или бóльшую интенсивность этих проявлений ближе к средней части зоны, в области осевой части синклинория.

Рудообразования в зоне мезо-кайнозойской депрессии весьма редки и незначительны по размерам. В западной части зоны, в Западном Дарвазе, известны свинцово-цинковые оруденения, исследованные и описанные в 1937 г. Н. П. Ермаковым (1940 г.).

По данным этого автора, значительные проявления свинцово-цинкового оруденения находятся по р. Иокуньж, притоку р. Яхсу, в 35 *км* к северо-востоку от г. Муминабада. Здесь было обнаружено до 80 пунктов оруденения, группирующихся в четыре рудных участка. Геологические позиции иокуньжского оруденения следующие. Оно находится в районе весьма интенсивных складчатых и дизъюнктивных надвиговых нарушений, возникших в результате давления и надвигания с юго-востока палеозойских образований Дарваза на мезо-кайнозойские отложения. Складки мезо-кайнозоя во многих случаях перевернуты, а дизъюнктивные нарушения приводят к стыку неогеновые образования хингоуской свиты с разновозрастными осадками нижнего мела до палеогена включительно.

Оруденение приурочено к доломитизированным известнякам верхнего мела (турон). На этом месторождении сохранились следы многочисленных древних выработок, представляющих собой полуоткрытые забои или неглубокие штольни. Имеются следующие типы руд:

1) руды прожилкового типа — маломощные (до 1 *см*) прожилки кальцита, галенита и окисленных минералов, образующие сложные жилы с раздувами до 10 *см*;

2) брекчиевидные руды, в которых тонкие (до 1 *мм*) трещинки выполнены гидротермальными образованиями;

3) кокардовые руды, выполняющие пустотки и пересечения трещин в доломите.

Состав гипогенных образований: галенит, сфалерит, пирит, доломит, кальцит и в очень незначительном количестве кварц. Из гипергенных минералов встречены церуссит, смитсонит, гидроцинкит и лимонит.

По данным Н. П. Ермакова, спектральный анализ сводной пробы из месторождения дал сильные линии для свинца, цинка, кальция, магния и кремния; средние линии — для алюминия и титана; слабые линии — для железа и марганца; отрицательные результаты спектральный анализ показал на медь, молибден, никель, кобальт, мышьяк, сурьму, ртуть, кадмий, золото и серебро. Однако серебро обнаружено в рудах путем химических анализов нескольких проб. В шлихе из района месторождения был обнаружен также вульфенит.

Ближайшие к месторождению интрузивные породы, представленные габбро-диоритами, находятся в 11 *км* от месторождения в бассейнах рр. Обиниоу и Обиравноу. Месторождение Иокуньж телетермального типа; оно, повидимому, генетически связывается с глубоко залегающим, еще не вскрытым интрузивным очагом. С этим очагом, возможно, следует связывать интрузивные выходы бассейна р. Обиниоу. Возраст ин-

трузии и гидротермальных проявлений на основании изложенных выше данных определяется как альпийский.

Весьма незначительное по масштабам рудопроявление галенита встречено также по р. Обиниоу в песчаниках юры, вблизи интрузий порфиритов. Галенит и лимонит образуют здесь тонкие (1—2 *мм*) прожилки в песчаниках.

В пределах западной части Южно-Таджикской депрессии за пределами Памира известны два свинцовых месторождения — Бальджуан и *Ходжа-Мастон, приурочивающиеся к горизонтам известняков верхнего* мела в местах разрывных нарушений.

По устному сообщению С. К. Овчинникова, мелкие жилки кварца и карбоната встречаются в песчаниках мела по северному склону Заалайского хребта.

Все сказанное выше об эндогенных проявлениях описываемой зоны мезо-кайнозоя может быть сведено в виде следующих положений:

1. Основной для мезо-кайнозойской зоны цикл альпийской орогении беден интрузивными проявлениями.

2. Известные весьма незначительные проявления интрузивного магматизма расположены в полосе тектонических разрывов, контролируемой зоной крупного разлома-надвига между палеозоем и мезо-кайнозоем. К западной части этой же области приурочено несколько рудопроявлений свинца и цинка телетермального типа.

3. При последующих геологических работах в полосе этих разрывных структур возможно обнаружение новых находок как интрузивов, так и гидротермальных рудных проявлений, тем более что данный район чрезвычайно мало исследован. Масштабы этих интрузивов и проявлений не ясны. Н. П. Ермаков, указывая на большое экономическое значение свинцовых месторождений телетермального типа вообще, полагает, что Иокуньжское месторождение, возможно, представит практический интерес, «так как его оруденение по своей концентрации, площади развития и запасам руд может оказаться промышленным объектом и во всяком случае заслуживает разведочных и поисково-опробовательских работ».

КАЛАЙХУМБ—САУК-САЙСКАЯ И ДАРВАЗ—КАРА-КУЛЬСКАЯ ЗОНЫ (СЕВЕРНАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ЗОНА ПАМИРА)

Общие геологические границы Северной зоны Памира определяются весьма четко. На севере граница проходит по линии разлома-надвига, ограничивающего мезо-кайнозой Таджикской депрессии. На юге граница также четко фиксируется по линии крупного разлома, проходящего по долине р. Ванч, и далее в восточном направлении по левой части бассейна р. Танымас и через Музкол.

Границы между двумя выделяемыми в пределах Северной геологической зоны металлогеническими подзонами весьма условны. И та, и другая являются варисскими структурными образованиями с наложившейся на них позднейшей альпийской тектоникой. Значительные различия наблюдаются в степени проявления, характере и возрасте магматизма. Условно граница между двумя подзонами Северной зоны проводится для отделения северной части последней, характеризующейся преимущественным развитием древневарисского интрузивного магматизма и широко проявляющегося в пространстве и во времени покровного вулканизма, от южной части (Дарваз—Кара-Кульской подзоны), отличающейся преобладанием кислых интрузий и очень слабым развитием покровного вулканизма. Подробнее об этом будет сказано ниже, здесь же приводится характеристика всей Северной зоны и отмечаются особенности ее структуры, а также некоторые различия между подзонами.

В пределах Северной геологической зоны Памира развиты осадки почти исключительно палеозойского возраста с весьма широким диапазоном — от нижнего палеозоя до верхней перми. Это является одной из характерных геологических особенностей Северной зоны.

Наиболее древние породы обнажаются в западной части зоны в бассейне р. Курговад и на небольшой площади у Калайхумба. Эти породы являются наиболее древними породами Северной зоны Памира, относятся к нижнему палеозою и представлены в нижней своей части гнейсами и кристаллическими сланцами — биотитовыми, двуслюдяными, биотито-гранатовыми, биотито-ставролитовыми, биотито-андалузитовыми и эпидото-актинолитовыми.

В верхней части свиты наблюдаются горизонты мраморов от 1 до 35 *м* мощности. Определить общую мощность метаморфической толщи трудно, ввиду ее большой плойчатости, метаморфизма и изоклинальности складок. Вероятно, она достигает 1800—3000 *м*.

На свите кристаллических сланцев залегает мощная свита весьма разнообразных по составу филлитов и филлитовидных сланцев с прослоями кварцитовидных песчаников. Среди серицито-хлоритовых сланцев в районе кишлака Рузвай также распространены эпидото-хлоритовые и хлорито-актинолитовые сланцы и амфиболиты, образовавшиеся за счет основных эффузивов, и серицито-хлоритовые сланцы с реликтами первоначальной породы фельзитового и кварц-порфирового состава. Мощность свиты до 2 *км*. Возраст ее не ясен; предположительно он принимается как силур или нижний силур на основании некоторого сходства этих пород с нижнесилурийскими фаунистически охарактеризованными филлитами Ванча и Язгулема. Филлитовой свите Калайхумбского района, возможно, соответствует по стратиграфическому положению танымасская свита кристаллических сланцев.

На филлитовой свите согласно залегают известняки верхнесилурийско-девонского возраста, распространенные лишь в западной части зоны — в Дарвазе. Мощность их 700—1200 *м*.

В северо-западной части Дарваза значительное распространение имеют породы пянджской зеленокаменной свиты девонского или верхнесилурийско-девонского возраста: порфириты, диабазовые порфириты и их туфы, порфиры; среди измененных эффузивов присутствуют прослои известняков. Мощность свиты более 1000 *м*.

На пянджской зеленокаменной свите с угловым несогласием лежит спилитовая свита нижнего карбона, представленная спилитами, порфиритами, шаровыми диабазами, порфирами и их туфами, а также прослоями глинистых сланцев и известняков с фауной.

По данным П. Н. Кабанова (рукопись 1948 г.), породы этой свиты лежат на размытой поверхности Калайхумбского (Обихумбоуского) массива гранитоидов.

В Дарвазе, по правобережью р. Ванч и в верхней части бассейна р. Танымас, распространены толщи, сложенные филлитами и серицитовыми, хлоритовыми, двуслюдяными и другими сланцами с горизонтами мраморов. Возраст их по найденной здесь фауне определяется как средний палеозой (верхний силур или средний девон).

В северной полосе восточной части зоны, в бассейне р. Мук-Су и по Саук-Саю распространены зеленые (за счет эффузивов и осадочных пород) метаморфические сланцы саук-сайской свиты мощностью свыше 3 *км*.

В отличие от Дарваза в восточной части зоны нижнекарбоновые отложения лежат согласно на подстилающих их породах сауксайской свиты, которая по возрасту и в значительной мере по составу соответствует пянджской зеленокаменной свите.

Значительное распространение нижнекарбоновые отложения имеют в восточной части зоны по ее северной полосе. Они представлены серыми

и черными известняками, известковистыми сланцами, а в белеулинской свите также известковистыми конгломератами и зелеными сланцами за счет туфов.

В Дарвазе с резким угловым несогласием на пянджской зеленокаменной свите (S_2—D) и на нижнекарбоновой спилитовой свите лежат известняки среднего и верхнего карбона мощностью от 250 до 500 *м*. Выше по разрезу они сменяются нижнепермскими отложениями.

Полоса нижнепермских отложений проходит по северной части зоны близ ее границы с зоной мезо-кайнозоя в Дарвазе и в хребтах Петра Первого и Заалайском. Значительное распространение отложения этого возраста имеют к западу от Ранг-Куля. Нижнепермские отложения представлены аспидными сланцами, песчаниками и конгломератами, известняками (в Дарвазе рифовыми) и туфами. Они находятся в согласном стратиграфическом соотношении с нижележащими осадками карбона. Общая мощность этой нижнепермской толщи от 2,5 до 4 *км*.

На этой серии осадков лежит мощная свита фиолетовых и зеленых песчаников, туфов и эффузивов с прослоями известняков и конгломератов общей мощностью около 2 *км*.

Выше залегают отложения гипсоносных глин, песчаников, туфов и известняков.

В Дарвазе ниже фиолетовой свиты, в нижней перми, отмечается несогласие. Верхнепермские отложения распространены здесь незначительно — в верховьях р. Мук-Су они имеют мощность до 1800 *м*, залегая согласно на фиолетовой свите.

Д. В. Наливкин и П. Д. Виноградов в своей работе «Тектоника Памира» (рукопись, 1949 г.) общую мощность палеозойских толщ Северной зоны определяют в 12—16 *км*, указывая при этом, что основное место занимают здесь осадки морского происхождения, континентальные же и лагунные осадки встречаются очень редко. Отложения зоны представлены главным образом терригенными и вулканогенными и в меньшей степени карбонатными органогенными образованиями.

Породы мезо-кайнозойского возраста в пределах Северной зоны совершенно отсутствуют или находятся на границе с зоной мезо-кайнозоя Заалайского хребта и Дарваза.

МАГМАТИЗМ И РУДОПРОЯВЛЕНИЯ

Процессы магматической деятельности покровного характера имели исключительно широкое проявление в пространстве и во времени. Эффузивные породы образуют по северной окраине зоны мощную и большой протяженности полосу от р. Обихумбоу в Дарвазе через бассейн рр. Мук-Су и Саук-Сай почти до нашей государственной границы на востоке. Мощные эффузивные излияния с перерывами многократно проявляются в течение всей палеозойской истории зоны. Они известны в нижнем и верхнем силуре, в девоне и в нижнем карбоне. Эффузивные туфовые образования также встречаются среди пермских осадков.

Эффузивные образования в пределах Дарваз—Кара-Кульской зоны, т. е. южной части Северной геологической зоны Памира, весьма незначительны, что и является одной из существенных особенностей, отличающих Дарваз—Кара-Кульскую зону от Северной (Калайхумб—Саук-Сайской).

Интрузивные породы в пределах Северной геологической зоны Памира (в Калайхумб—Саук-Сайской и Дарваз—Кара-Кульской подзонах) имеют весьма широкое распространение. Главное место среди них занимают граниты; в несравнимо меньшем количестве встречаются основные и ультраосновные породы.

Внедрение интрузивных масс в основном относится к двум периодам складчатых движений: древневарисскому и юноварисскому. Древневарис-

ские интрузивные образования приурочиваются преимущественно к Калайхумб—Саук-Сайской, а юноварисские — к Дарваз—Кара-Кульской зоне, хотя следует подчеркнуть, что альбитовые граниты древневарисского возраста встречаются также южнее Калайхумб—Саук-Сайской зоны в Дарвазском хребте.

Наиболее древними породами, относящимися к древневарисской орогении, являются породы основной и ультраосновной магмы: габбро-перидотиты, пироксениты и серпентиниты. Они образуют три прерывистых пояса, прослеживающихся в пределах Северной зоны через весь Памир от его западных границ до восточных. Указанные породы слагают сравнительно небольших масштабов тела и линзы. Они встречаются как в северной полосе Северной зоны, так и в ее южной полосе, т. е. в Дарваз—Кара-Кульской зоне, где с ними связано Бунайское месторождение асбеста.

Среди основных пород Северной зоны, помимо наиболее древних, начинающих древневарисскую фазу интрузий, повидимому, имеются *также и более молодые интрузивные образования. В западной части* Кара-Кульской группы интрузивов развиты основные и ультраосновные породы, внедрившиеся в толщи верхнего палеозоя.

Кислые интрузии представлены в Калайхумб—Саук-Сайской зоне двумя различными комплексами, относящимися к древневарисскому возрасту. Первый по времени — это калайхумбский интрузивный комплекс гранитов, гранодиоритов и близких к ним малых интрузий кварцевых порфиров и гранит-порфиров.

Второй комплекс — это интрузии альбитовых гранитов и близко с ними связанных по времени кварцевых порфиров, кварцевых альбитофиров и альбитофиров.

В Калайхумбском районе отчетливо устанавливается разновозрастность интрузивов, особенно жильных пород. Возраст Калайхумбского гранитного массива и даек измененных кварцевых порфиров определяется трансгрессивным налеганием спилитовой с горизонтами известняков толщи нижнего карбона (визе) на размытую поверхность интрузивных пород. В базальном конгломерате содержится галька гранита и кварцевого порфира.

Интрузив прорывает толщу филлитов и пянджскую зеленокаменную толщу S_2—D. Таким образом, довольно определенно можно относить *интрузив к фазе тектонических движений между девоном и нижним* карбоном.

В этом же районе Кабановым отмечено, что крупные дайки кварцевого порфира, свежего по виду (в отличие от более древних кварцевых порфиров) рассекают известняково-спилитовую свиту нижнего карбона. Это указывает на принадлежность этих интрузивных образований к следующей, более поздней тектонической фазе. Проявление ее обнаруживается по наличию трансгрессивного налегания известняковой свиты C_{2+3} на свиту спилитов C_1 и на свиту филлитов S_1.

Калайхумбский интрузивный массив сложен гранодиоритами, гранитами и кварцевыми диоритами. Он и вмещающие его свиты пород рассекаются крупными дайками значительно измененных кварцевых порфиров.

Ореол контактовых изменений незначителен. Аплиты и пегматиты отсутствуют; кварцевые жилы немногочисленны.

Интрузив калайхумбских гранитов прорывается телами основных пород. Они сильно изменены, и, по данным Кабанова, их трудно *параллелизовать и отождествлять с ультраосновными породами Кевронского* массива. Вероятно, они относятся к более поздним фазам, а возможно, также представляют собой связанные с гранитной интрузией лампрофировые образования, часто заканчивающие процесс формирования комплекса гранитных интрузий. С древневарисской фазой интрузии (Калай-

хумбский или Обихумбоуский гранитный массив) связывается интенсивная рудная минерализация. Она представлена следующими тремя различными по морфологии и характеру, но сходными по минерализации типами:

1. Дайки кварцевого порфира с вкрапленной минерализацией или скоплением рудных минералов в виде гнезд и мелких прожилков. Вмещающие породы на контакте с дайками также минерализованы пиритом.

2. Кварцевые жилы с пиритом, галенитом, халькопиритом; они редко встречаются, незначительны по размерам и практического интереса не представляют.

3. Мощные и протяженные минерализованные зоны по тектоническим разломам надвигового типа. Ряд таких зон располагается к югу и юго-востоку от Калайхумбского массива в силурийской толще филлитов и в пянджской известняково-эффузивной зеленокаменной толще.

Наиболее крупное Верхне-Джорфское месторождение располагается по зоне надвига известняков пянджской свиты S_2—D на свиту филлитов силура. Известняки, располагающиеся с висячего бока надвига, сильно окварцованы и обращены в скарны с амфиболом, пироксеном и гранатом. В минерализованной скарнированной зоне часто встречаются сплошные рудные тела, линзы и жилы пирротино-магнетитовых руд. Размеры рудных тел 4×7 *м*, а жил 2—15 на 0,2—1,5 *м*.

Рудные минералы скарнов и рудных жил (по данным Кабанова): магнетит, титаномагнетит, пирротин, пирит, марказит, в меньших количествах халькопирит, галенит, сфалерит, пентландит, иногда гидрогетит и гидрогематит. Колчеданные руды представлены на 60—80% пирротином. В пирротине встречаются тонкие (до 3 *мм*) прожилки халькопирита, пентландита и галенита. Химический анализ пробы показал следующий ее состав (в %): никеля 0,08, кобальта 0,018, свинца до 0,67, меди до 0,3.

Согласно спектральному анализу магнетито-пирротиновой руды, в ней содержатся десятые и сотые проценты никеля, кобальта, титана, ванадия, меди, свинца, цинка, слюды, олова, германия и галлия.

В брекчированной и минерализованной зоне у Кеврона встречаются карбонатно-баритовые и баритовые жилы.

Площадь оруденения в Джорфском месторождении прослежена Кабановым на 600×200 *м;* мощность рудной зоны в отдельных участках от 1 до 20 *м*. Значительные масштабы оруденения, наличие кобальта и никеля делают район Джорфского месторождения заслуживающим интереса в смысле постановки здесь детальных исследований, тем более что этот район мало покрыт поисками вследствие его труднодоступности, а рудные тела района не опробованы и почти не изучены.

Интересные данные показывает шлиховое опробование; оно подтверждает и дополняет минералогию коренных месторождений района. Характерно, что указанные ниже минералы обнаружены при шлиховом опробовании в бассейне речек, проходящих по Калайхумбскому интрузиву и в участках распространения даек кварцевого порфира. К западу от интрузива в осадочно-эффузивных толщах, где интрузивные породы отсутствуют, отсутствуют также или очень редко встречаются перечисленные минералы.

В районе Калайхумбского интрузивного массива взяты и проанализированы 161 шлиховая проба. Приводимые ниже данные П. Н. Кабанова показывают, насколько часто в шлихах встречаются те или иные минералы (см. стр. 226).

Согласно приведенным данным, особенно большим распространением в шлихах Калайхумбского интрузивного массива отличается шеелит. Возможно, что его коренным источником являются рудные зоны Джорфского и сходных с ним месторождений. Если киноварь относится к тем же минерализованным зонам, то напрашивается вывод о широком тем-

	Количество проб		Количество проб
Шеелит	65	Самородный свинец	6
Галенит	46	Самородная медь	4
Золото	40	Циркон	115
Вульфенит	27	Барит	84
Малахит	19	Касситерит	3
Ортит	18	Хромит	36
Киноварь	11	Базовисмутин	5
Пироморфит	8	Ванадинит	3
Перуссит	6	Молибденит	1

пературном интервале рудообразования в зонах минерализации вплоть до выделения таких эпитермальных минералов, как киноварь.

Другой интрузивный комплекс представлен натриевыми (альбитовыми) гранитами. Массивы этих пород, как правило, согласны со складчатыми структурами. Они широко распространены в северной полосе Северной зоны, реже встречаются в восточной части Дарвазского хребта, а за пределами Памира, к востоку, констатированы в Куэнь-Луне.

Альбитовые граниты характерны проявлением интенсивной альбитизации калиевого полевого шпата (Согран), хлоритизацией цветных компонентов и отчетливо выраженным катаклазом. В некоторых интрузивах (Саук-Сай, Маркан-Су) большое место занимают альбитовые гранофиры.

Возраст альбитовых гранитов устанавливается не вполне ясно. Галька этих гранитов найдена в пермском конгломерате. Внедрение их падает, вероятно, на более позднюю фазу варисской складчатости. Проявление этой фазы фиксируется по несогласию между известняками C_{2+3} и нижележащими зеленокаменной S_2—D и спилитовой (C_1 в Дарвазе) свитами.

В Саук-Сайском районе и вообще на протяжении Памиро-Дарвазского золотого пояса отмечаются пластовые и реже секущие интрузии кварцевых и бескварцевых фельзитовых альбитофиров. Альбитофиры секут альбитовые граниты и являются более молодыми образованиями.

Возможно, что альбитофиры связаны с альбитовыми гранитами общностью глубинного очага и представляют собой позднюю стадию интрузивных процессов. В. А. Николаев считает, что альбитовые граниты являются более глубинными фациями кварцевых альбитофиров и что с ними связаны метаморфизм зеленокаменной толщи и возникновение месторождений золота.

Гидротермальная минерализация, несущая золото, по Н. Н. Дингельштедту (1934 г.), моложе альбитофиров.

Основными носителями коренного золота в пределах Северной зоны Памира являются полосы пиритизации, сопровождаемые кварцевыми и кварцево-карбонатными жильными образованиями. Районами с наличием минерализации, несущей с собой золотое оруденение, являются: Саук-Сайский, хребта Петра Первого, Хингоу, Калайхумбский. Они по своему расположению и общности геологической позиции образуют Памиро-Дарвазский золотой пояс.

В некоторых звеньях этого пояса, например Калайхумбском и Хингоу, еще не обнаружены коренные золоторудные месторождения. Золото найдено здесь в россыпях; сюда продолжаются породы, аналогичные сауксайской свите, местами обнаруживается интенсивная пиритизация пород. В бассейне р. Мук-Су, у устья р. Аю-Джилга, вокруг массива гранит-порфира наблюдается интенсивная пиритизация пород; коренное золото установлено в долине ледника Фортамбек в пиритизированных породах, залегающих в непосредственной близости к интрузиву кварцевого порфира.

Саук-Сайский район — наиболее значительный из золотоносных районов Памиро-Дарвазского пояса. Золотоносная минерализация здесь накладывается на осадочные и эффузивные породы сауксайской свиты, а также на интрузивные породы — альбитовые граниты и альбитофиры.

В первую стадию минерализации происходила интенсивная серицитизация и пиритизация вмещающих пород, затем выделение по трещинам карбоната, затем кварца, занимающего подчиненное место. Характер изменения вмещающих пород и рудопроявлений сходен с процессами березитизации. Золото здесь связывается с пиритизированными вмещающими породами и в меньшей мере — с кварцем и карбонатом.

Зоны минерализации образуют полосы, согласные с вмещающими породами и в том числе с дайками альбитофира. В состав минеральных образований, помимо кварца, карбоната (сидерит и кальцит), пирита, входят в малых количествах: халькопирит, гематит, серицит, мусковит, альбит, хлорит, иногда роговая обманка и турмалин, в зонах серицитизации — рутил.

В хребте Зулум-Арт, по р. Кумыш-Джилка, по данным М. И. Шабалкина (1937 г.), в некоторых кварцевых жилах изредка встречаются чешуйки молибденита. Здесь же широко распространены сидерит, гематит, лимонит, но значительных скоплений они не образуют.

Отмечая, что оруденение помимо сауксайской свиты установлено в фиолетово-зеленой нижнепермской (?) свите, Н. И. Шабалкин предполагает, что рудные образования связаны с верхневарисским, а возможно даже с древнекиммерийским интрузивным магматизмом.

В пределах южной полосы Северной геологической зоны Памира, т. е. в Дарваз—Кара-Кульской зоне, среди широко распространенных кислых интрузивов главное место занимают калиевые или нормальные граниты, внедрение которых относится к юноварисскому тектоно-магматическому циклу. К Балянд-Киик — Танымасской антиклинали приурочивается большой протяженности массив гранитоидов, представленных гранитами и гранодиоритами. В Дарвазе в районе перевала Акбайсытарга констатированы также альбитовые граниты, относящиеся к древневарисскому возрасту.

Граниты Танымасского хребта и ледника Федченко, в отличие от альбитовых гранитов Северной зоны, состоят из калиевого полевого шпата (ортоклаза и микроклина) и кислого плагиоклаза; цветные компоненты представлены в них биотитом и роговой обманкой. Контактовые изменения вмещающих пород интенсивны. Жильные производные многочисленны и представлены дайками гранита, аплита, пегматита и кварцевыми жилами, как правило безрудными. Последние залегают преимущественно в экзоконтактовой зоне интенсивно измененных сланцевых толщ среднего палеозоя. К. Н. Паффенгольц и М. И. Шабалкин (1936 г.) указывают на находку карбонатно-плавиковых жил с медным колчеданом и железным блеском в северо-восточной части этой интрузии.

Большое распространение интрузии имеют в районе оз. Кара-Куль, где они образуют крупные, по форме приближающиеся к штокам, массивы, представленные гранодиоритами и гранитами. Первые являются более ранними разностями.

Интрузии приурочены к крупной Кара-Кульской синклинальной структуре, исключительно сильно осложненной разрывами. Эти разрывы, видимо, и были использованы внедрившейся магмой. В западной части Кара-Кульской синклинальной структуры по р. Балянд-Киик, в хребте Зулум-Арт встречены значительные по размерам интрузивы, сложенные габбро и диоритами, при этом нередко краевые части массивов представлены основными породами, а центральные — диоритами и меланократовыми гранитами.

Контактовые изменения пород, вмещающих каракульские граниты, весьма интенсивны и порой доходят до образования инъекционных гнейсов. В гранитах и во вмещающих породах многочисленны дайки аплита и пегматита. Последние обычно изобилуют мусковитом и шерлом. Кварцевые жилы, притом обычно безрудные, встречаются сравнительно

редко, значительно реже, чем в Саук-Сайском районе. Как указывает Н. Н. Дингельштедт, «гранитные массивы и вмещающие их породы лишены каких-либо рудных образований». К рудным проявлениям, относящимся к Балянд-Киик—Танымасскому интрузиву, вероятно, следует отнести весьма незначительные по масштабам тела, сложенные сидеритом, гематитом и лимонитом. Они располагаются к юго-востоку от гранитного массива в бассейне правых притоков р. Ванч.

Геологические структуры Северной геологической зоны Памира и входящие в нее выделенные нами Калайхумб—Саук-Сайская и Дарваз—Кара-Кульская зоны образованы в результате нескольких фаз складчатых дислокаций в палеозойское время с последующей частичной перестройкой и окончательным завершением крупных структурных сооружений в альпийское время.

Киммерийские дислокации, видимо, были весьма слабыми; каледонские не только в Северной зоне, но и на всем Памире не установлены.

Особенности главнейших структур и история их формирования представляются в следующем виде.

В северной полосе почти через весь Памир—Дарваз (Калайхумб) проходит Саук-Сайская антиклиналь. Начало ее формирования относится к первой фазе варисской складчатости, проявившейся в начале нижнего карбона, и интенсивно продолжается между нижним и средним карбоном. Движения в юноварисской фазе производят дальнейшее формирование и некоторое усложнение Саук-Сайской антиклинали. Со складчатыми движениями совпадали поднятие и внедрение магматических масс, что обусловило расположение интрузивов в ядрах антиклинальных складок и вытянутость их в направлении складчатых структур.

К ранней фазе варисской складчатости относится внедрение Калайхумбского массива, гранодиоритов и кварцевых диоритов, с которым связаны магнетито-пирротиновые рудные проявления в виде значительных по масштабам минерализованных зон.

Несколько позже, в следующую фазу тектонических движений между нижним и средним карбоном, происходит внедрение альбитовых гранитов и затем мощного дайкового комплекса альбитофиров.

Натриевый состав магм палеозойского возраста является характерной особенностью пород северной полосы Северной зоны Памира. Он проявляется как в интрузивном, так и в эффузивном вулканизме (спилиты).

С интрузией натриевых пород — альбитовых гранитов и альбитофиров с их гидротермальными производными — связывается проявление золотого оруденения, т. е. образование Памиро-Дарвазского золотого пояса.

В юноварисской фазе происходит усложнение Саук-Сайской антиклинали. Оно обнаруживается по несовпадению простирания среднепалеозойских и верхнепалеозойских структур (П. Д. Виноградов).

На южном крыле крупной Саук-Сайской антиклинали образуется Курговодская антиклиналь. Саук-Сайская антиклиналь на своих крыльях осложняется крупными разломами-надвигами.

Юноварисские движения формируют крупную Танымас—Балянд-Киикскую антиклиналь в Дарваз—Кара-Кульской зоне. Заложение ее, видимо, относится к более раннему времени, но в основном оформление, как и внедрение по ядру антиклинали мощного интрузива гранитов, происходит в конце палеозоя, на границе палеозоя с мезозоем.

На Восточном Памире образуется мощное структурное сооружение в виде Кара-Кульской синклинали, суживающейся к западу и широко расходящейся к востоку.

Северный борт Танымас—Балянд-Киикской антиклинали, как и ее южный борт, осложняется крупными разломами. Эти разломы особенно интенсивно проявляются в Кара-Кульской юноварисской синклинали,

где фиксируется мощная зона разломов-надвигов, создающих чешуйчатое строение синклинали. Сильное осложнение синклинальной структуры разломами-надвигами создало благоприятные условия для внедрения колоссальных масс гранитной магмы в Кара-Кульском районе.

Юноварисские интрузии Дарваз—Кара-Кульской зоны при обильном проявлении магматических дериватов — аплитов и пегматитов — весьма бедны гидротермальными образованиями и рудопроявлениями.

Основная тенденция движения масс в варисском орогенезе — к северо-западу, что обнаруживается в опрокидывании складок и надвигании масс по разрывам в этом направлении; движения в противоположном направлении менее выражены.

История Северной зоны в мезозое не совсем ясна вследствие почти полного отсутствия здесь, за исключением ее окраинных частей, мезозойских осадков. Видимо, в это время зона являлась областью поднятия и размыва.

В альпийское время происходит мощное сводовое поднятие, центром которого является Кара-Кульская палеозойская синклиналь. Под влиянием этого поднятия окончательно формируется структура Северо-Памирского антиклинория, образование которого, как указывает П. Д. Виноградов, является суммарным результатом варисской и альпийской складчатостей.

В результате альпийских движений от центра сводового поднятия происходит движение масс с опрокидыванием и надвиганием по разломам к югу и к северу от осевой центральной части поднятия. Однако интенсивное проявление альпийской складчатости не характерно для палеозойской области Северной зоны. Оно ограничивалось краевыми ее частями и интенсивно сказалось в мезо-кайнозойских депрессиях, располагавшихся к северу и к югу. Магматические интрузивные образования альпийского времени в Северной зоне в сущности отсутствуют или весьма незначительны. К ним предположительно могут быть отнесены некоторые дайки кварцевых порфиров и основных пород диабазового состава.

Основные черты различия и сходства выделенных нами металлогенических зон Северной полосы — Калайхумб—Саук-Сайской и Дарваз—Кара-Кульской — выражаются в следующем.

1. Обе зоны представляют собой область мощного накопления главным образом морских терригенных и отчасти органогенных осадков в палеозойский период.

2. В Северной полосе, примыкающей к области мезо-кайнозойской депрессии, имело место исключительно интенсивное развитие эффузивного вулканизма, проявившегося многократно в течение нижнего, среднего и верхнего палеозоя и создавшего мощный пояс эффузивных образований, протягивающийся почти через весь Дарваз и Памир.

Эффузивные проявления в Дарваз—Кара-Кульской зоне весьма незначительны.

3. Для Северной полосы (зоны) наиболее ярко выражены проявления древних фаз варисской складчатости и связанного с ними магматизма, а для Дарваз—Кара-Кульской зоны — юноварисские складчатые движения и мощные интрузии гранитов.

4. В Северной зоне с древневарисскими складчатыми движениями происходит внедрение Калайхумбского интрузива гранитов и гранодиоритов. Его металлогения характеризуется образованием участков, минерализованных магнетитом и пирротином с бедными проявлениями сульфидов свинца, цинка и меди. После образования Калайхумбского интрузива внедряются натриевые породы — альбитовые граниты и альбитофиры. Видимо, они относятся к следующей фазе древневарисских движений.

С натриевыми интрузиями, с их поздней фазой — альбитофирами — связывается золотое оруденение Дарваз-Памирского золотого пояса.

Юноварисские интрузии Дарваз—Кара-Кульской зоны очень бедны рудными проявлениями. Из последних можно отметить лишь мелкие тела сидерита, гематита и лимонита и карбонатно-плавиковые жилы с медным колчеданом и железным блеском.

ВАНЧ—ЯЗГУЛЕМ—РАНГ-КУЛЬСКАЯ ЗОНА

В пределах Центральной геологической зоны Памира нами, как уже указывалось, выделяются три металлогенические зоны: Ванч—Язгулем—Ранг-Кульская, Рушанская и Восточно-Памирская. Из них Ванч—Язгулем—Ранг-Кульская является северной полосой Центральной геологической зоны Памира. Северная граница этой зоны отчетливо наблюдается по линии разлома, проходящего по долине р. Ванч, в области правых притоков р. Танымас, и протягивается через хребет Музкол к перевалу Кызыл-Джиик.

Южная граница зоны проходит по разлому или серии разломов в пределах северного склона Рушанского хребта, далее в восточном направлении в районе Сарезского озера и Пшартского хребта.

В Ванч—Язгулем—Ранг-Кульской зоне выделяются два комплекса осадочных пород: палеозойский и мезозойский. Палеозойские породы несколько более интенсивно дислоцированы и метаморфизованы.

Нижнепалеозойские отложения, распространенные в Ванчском и Язгулемском хребтах, представлены свитой песчаников, кварцитов и биотитовых сланцев; свитой мраморов с горизонтами сланцев и свитой песчаников, сланцев и известняков. Общая мощность отложений нижнего палеозоя в этом районе около 3,5 *км*.

Верхний возраст нижнепалеозойских толщ Ванча и Язгулема определяется согласным налеганием на них фаунистически охарактеризованных сланцев нижнего силура.

Толща метаморфических пород нижнего палеозоя в бассейне оз. Ранг-Куль имеет также мощность около 3700 *м*. Породы этого района весьма разнообразны. Представлены они в основном метаморфическими сланцами — биотитовыми, биотито-роговообманковыми, тальково-биотитовыми, а также песчаниками и кварцитами. Значительное место в разрезе толщи занимают мраморы и известняки.

К нижнепалеозойскому возрасту условно относится толща вулканогенных сильно измененных основных эффузивных пород, распространенных к северу от оз. Ранг-Куль.

В бассейне Ванча и Язгулема значительно распространена нижнесилурийская свита сланцев с горизонтами известняков и песчаников; мощность ее около 400 *м*.

Верхнесилурийские отложения в западной части зоны, в бассейне Ванча и Язгулема, образуют несколько крупных чешуй. Они представлены известняками, сланцами и в нижней части разреза горизонтами песчаников небольшой мощности. В разрезе близ устья р. Язгулем в основании свиты отмечен слой конгломератов мощностью 0,5 *м*, он залегает без видимого несогласия с подстилающей нижнесилурийской филлитовой свитой. Общая мощность отложений верхнего силура 800 *м*. В устье р. Язгулем на них с постепенным переходом залегает толща темносерых известняков с прослоями сланца, видимая мощность которой достигает 800 *м*. Возраст толщи по фауне определяется как S_2—D_1.

Верхнесилурийские отложения в восточной части зоны, в районе оз. Ранг-Куль, представлены пятью свитами с общей мощностью 2400 *м*. Нижняя половина разреза характеризуется чередованием конгломератов, песчаников и известняков, в верхней — преобладают известняки и мраморы с горизонтами сланцев.

Отложения девона занимают сравнительно небольшие площади. В восточной части зоны констатированы нижне-, средне- и верхнедевонские отложения, залегающие в виде полос-чешуй в Акбайтальской зоне надвигов и в районе оз. Ранг-Куль. Они представлены: D_1 (в районе оз. Ранг-Куль) — известняками мощностью до 920 *м* (согласный переход от S_2); D_2 (в Акбайтальской зоне надвигов) — доломитами и известняками общей мощностью до 250 *м;* D_3 слагает в Акбайтальской зоне надвигов ряд довольно крупных чешуй. Он представлен известняками и доломитами с прослоями сланцев главным образом фаменского и, меньше, франского ярусов. Общая мощность верхнего девона здесь около 600 *м*.

В западной части зоны (Ванч, Бартанг) верхнедевонские отложения встречаются лишь в виде незначительных по размерам тектонических чешуй, служащих доказательством распространения верхнедевонских отложений на протяжении всей зоны.

Карбоновые отложения наблюдаются в восточной части зоны, где они образуют несколько мелких чешуй, сложенных известняками турнейского и визейского ярусов; мощность нижнего карбона около 350 *м*.

Большое место в пределах зоны, особенно в районе верхней части бассейна р. Бартанг, занимают верхнепалеозойские отложения, представленные филлитовидными и биотитовыми сланцами, песчаниками и мощными горизонтами известняков. Мощность верхнего палеозоя здесь достигает 3,5 *км*. В бассейне р. Бартанг большое распространение имеет вулканогенная толща порфиритов предположительно пермо-триасового возраста. Ее мощность около 2000 *м*.

Мезозойские отложения образуют крупный синклинорий в районе Язгулемского хребта и бассейна р. Танымас; в зоне Акбайтальских надвигов они образуют ряд вытянутых в широтном направлении тектонических чешуй. Общая мощность отложений мезозоя в пределах описываемой зоны 6—9 *км*. В Язгулемском хребте все отложения мезозоя, начиная от триаса до верхнего мела включительно, как об этом можно судить по имеющимся в настоящее время данным, лежат согласно без заметных перерывов.

Между отложениями палеозоя и мезозоя констатируется перерыв и резкое угловое несогласие у оз. Джилга-Куль, где нижнетриасовые известняки несогласно залегают на верхнепалеозойских осадках. В Язгулемском хребте свита мергелей триасового возраста с мощным слоем конгломератов в основании залегает на вулканогенной толще пермотриаса. Наиболее широко распространены верхнетриасовые отложения темных филлитовых сланцев с прослоями песчаников; общая мощность их около 2,5 *км*.

Юрские отложения представлены в основном известняками; они имеют мощность от 1300 до 1700 *м*. Среди известняков присутствуют мергели и изредка горизонты песчаников. Отложения нижнего мела образуют пестроцветную толщу песчаников с прослоями конгломератов мощностью около 1500 *м*. Известняковые осадки верхнего мела распространены очень ограниченно. Осадки третичной системы в восточной части зоны образуют несколько тектонических чешуй; они представлены континентальными неогеновыми конгломератами, имеющими мощность около 1 *км*.

Среди мезо-кайнозойских осадков Ванч—Язгулем—Ранг-Кульской зоны несколько преобладают лагунные и континентальные осадки в противоположность Юго-Восточному Памиру, где в основном распространены морские отложения.

МАГМАТИЗМ И РУДОПРОЯВЛЕНИЯ

Эффузивные образования описываемой зоны образуют прерывистую полосу, проходящую в широтном направлении почти через весь Памир. Возраст эффузивов в ее пределах различный. В бассейне р. Бартанг,

как уже упоминалось, значительное место занимает вулканогенная толща пермо-триаса. Далее к востоку эффузивы основного состава, как указывает М. В. Занин, имеются в юре, известны эффузивы и туфы мощностью до 500 *м* в меловых отложениях. Толща сильно измененных основных эффузивов, расположенная к северу от оз. Ранг-Куль, относится к нижнему палеозою.

Интрузивные породы довольно разнообразны и распространены весьма широко, при этом преимущественно в нижнем структурном ярусе, т. е. в палеозойских толщах. Возраст интрузивов киммерийский. Вопрос о наличии в описываемой зоне варисских интрузий не ясен. К варисским интрузивным образованиям могут быть лишь весьма предположительно отнесены некоторые небольшие сильно динамометаморфизованные дайкообразные тела гранита, редко обнаруживаемые в Язгулемском хребте.

В ранней стадии киммерийские интрузии представлены согласными и реже небольшими штокообразными телами габбро-диоритов и кварцевых диоритов. Породы следующей стадии резко преобладают над основными породами. Гранитные массивы располагаются по обе стороны от сложенного мезозойскими осадками синклинория. К северу от него расположены интрузивные массивы Ванчский, Верхне-Язгулемский и интрузивы юго-западной части Язгулемского хребта, а к югу — Кударинский. Значительное распространение к юго-востоку от Ранг-Куля имеют интрузии, сходные с Язгулемскими.

Характерной особенностью выделенного нами язгулемского интрузивного комплекса является в основном согласное залегание интрузивных массивов со складчатыми структурами. Породы представлены гранитами, гнейсо-гранитами, аплито-гнейсами и иногда, преимущественно в краевых частях интрузивов, кварцевыми диоритами. Исключительно широким распространением пользуются аплиты и пегматиты, богатые турмалином и иногда мусковитом. Контактовые изменения вмещающих пород настолько интенсивны, что приобретают характер регионального метаморфизма. Общий характер гранитных интрузий указывает на формирование их в условиях, приближающихся к большим глубинам или к глубинам, промежуточным между средними и большими.

Рудные образования, связанные с выделяемым интрузивным комплексом, немногочисленны и невелики по масштабу. Известно несколько молибденовых рудопроявлений, не имеющих промышленного значения, в которых молибденит связывается с пегматитовыми и аплитовыми жилами или с лейкократовыми турмалиновыми гранитами. Такие рудопроявления установлены в Ванчском хребте (р. Сунгат), на р. Пяндж (летовка Каллод) и в бассейне Бартанта (р. Нукбист). Известны кварцево-пегматитовые жилы с молибденитом, связанные с Кударинским интрузивным массивом.

Изредка встречаются согласные тела магнетита мощностью 1—3 *м*. Следует указать на наличие бедных россыпей золота в Ванче, Язгулеме и Кударе. На Ранг-Куле россыпи золота имеют промышленное значение.

Большой практический интерес представляют гидротермальные, кварцевые, кварцево-карбонатные и пегматито-кварцевые жилы, содержащие горный хрусталь, разрабатываемый в целях промышленного использования. Месторождения горного хрусталя распространены в нижнепалеозойских толщах Ванча и Язгулема, но иногда встречаются и в более молодых породах, в том числе в триасе и в юре, что свидетельствует об их мезозойском возрасте. Генетически они связаны с гранитными интрузиями. Это обстоятельство, а также разломы надвигового характера, являющиеся основными путями поступления растворов, контролируют расположение месторождений горного хрусталя. Хрусталеносные жилы образовались как в самих разломах, так и в поперечных по отношению к ним и к простиранию вмещающих пород жильных трещинах.

В жилах присутствуют следующие минералы: основные жильные — кварц и карбонаты (анкерит, сидерит, кальцит); распространенные — альбит, гидрослюды, хлорит, железная слюдка, пирит, барит, в некоторых жилах турмалин; в небольших количествах — рутил, циркон, гранат, флюорит, апатит, биотит, халькопирит. Скопление рудных минералов в этих жилах крайне незначительно.

В западной части зоны (в Ванчском хребте) имеются интрузивные представители более молодого, вероятно альпийского, интрузивного комплекса, к ним относится Джамакский интрузивный массив, который в отличие от интрузивов Язгулемского комплекса имеет штокообразную форму с секущими контактами по отношению к вмещающим породам.

Интрузивные породы Джамакского массива представлены порфировидными, иногда рапакивиобразными гранитами и кварцевыми диоритами. Жильные производные — аплиты и пегматиты — весьма редки и маломощны. Контактовые изменения интенсивны, но незначительны по масштабам.

Рудные и нерудные образования, которые можно было бы связать с секущей интрузией порфировидных гранитов, отсутствуют.

В структурно-тектоническом отношении Ванч—Язгулем—Ранг-Кульская зона представляет собой область сложно построенных складчатых структур, образованных чаще всего в результате киммерийских и альпийских движений. Варисские движения проявились значительно слабее: зона представляет собою южную окраину затухания варисской складчатости, интенсивность которой возрастает в соседних областях. Интрузивные породы киммерийского возраста сосредоточились в основном в толщах палеозоя, при этом они располагаются главным образом в антиклинальных структурах, будучи вытянуты в соответствии с простиранием складчатости.

Наиболее интенсивно тектоно-магматические процессы проявились в северной краевой части мезозойской депрессии (Ванч—Язгулем), где и сосредоточивается большое количество интрузивов с их многочисленными жильными производными: аплитами, пегматитами, хрусталеносными кварцевыми жилами. Месторождения горного хрусталя располагаются в пределах всей зоны как в палеозое, так и в мезозое, образуя хрусталеносную зону или хрусталеносный пояс Памира. Интрузивы распространенных здесь пород язгулемского интрузивного комплекса характерны слабыми рудными проявлениями.

Главная тектоническая фаза проявилась, как полагает П. Д. Виноградов, в середине нижнего мела.

Складчатые структуры в киммерийское и особенно в альпийское время сильно осложнены крупными разломами-надвигами. Альпийские движения обусловили сложночешуйчатое строение Центрального и Восточного Памира, причем в надвиги вовлечены осадки неогена, что говорит о проявлении в пределах зоны нижненеогеновой фазы тектогенеза, характерной для всего Памира.

Ранние надвиги, вероятно позднекиммерийские, часто интенсивно минерализованы, в то время как в наиболее поздних минерализация отсутствует или проявлена очень слабо.

РУШАНСКАЯ ЗОНА

Рушанский хребет по своему положению, характеру распространенных пород и структурам одними геологами (С. И. Клунников) относится к метаморфическим толщам Памира, другими (И. Г. Баранов) — выделяется как область развития нижнепалеозойских толщ.

Породы, слагающие Рушанский хребет, по литологическому составу и меньшей степени метаморфизма отличаются от пород кристаллической

серии Юго-Западного Памира и, вероятнее всего, относятся к нижнему палеозою.

Граница метаморфических толщ Юго-Западного Памира и Центральной геологической зоны проходит, с нашей точки зрения, по южному подножию Рушанского хребта — по разлому, использованному интрузивами киммерийской орогении.

В пределах Рушанской зоны основное место занимают породы пяти свит, разрез которых представляется в следующем виде, снизу вверх: 1) свита амфиболитов и амфиболо-биотитовых сланцев (мазанчутская), имеющая небольшое распространение в бассейне р. Бардара, мощность ее 600 *м;* 2) свита кварцитов, песчаников и сланцев (бардаринская), занимающая большие площади, мощность ее около 2000 *м;* 3) свита метаморфических сланцев и гнейсов (раумидская) мощность 600 *м;* 4) свита мраморов и мраморизованных известняков мощностью 750 *м;* 5) свита филлитов мощностью 450 *м.*

Породы мезозоя констатированы лишь в виде тектонической чешуи, сложенной красноцветными конгломератами, сланцами и туфами нижнеюрского возраста.

В структурном отношении область представляет собой систему сложных складок северо-восточного простирания, среди которых выделяется крупный антиклинал Рушанского хребта с синклинальным осложнением на крыльях. Его формирование, видимо, началось в варисское время, но в основном относится к киммерийской и альпийской орогении.

Интрузивные породы, имеющие весьма широкое распространение, относятся к следующим трем разновозрастным комплексам.

1. Варисские интрузии (очковые биотитовые гранито-гнейсы и двуслюдяные гранито-гнейсы), согласные с простиранием складчатых структур.

2. Киммерийские гранитные интрузии наиболее широко распространены и многообразны. Они образуют крупные согласные со складчатыми структурами массивы, заметно отличающиеся по составу. Широкие площади занимают массивы биотитовых хлоритизированных гранитов и гнейсо-гранитов, гранитов и грано-диоритов.

3. Дискордантные интрузии порфировидных гранитов и в подчиненном количестве интрузии кварцевых диоритов, относящиеся к альпийскому возрасту.

Все три разновозрастных комплекса пород бедны рудными проявлениями. Промышленно интересные рудные образования здесь не известны. Кварцевые и кварцево-карбонатные жилы, как правило, безрудны или содержат рудные минералы в мизерных количествах. Встречаются линзы гематита, иногда сидерита и лимонита, которые обычно приурочиваются к зонам тектонических нарушений. Линзы по размерам невелики и практического интереса не представляют.

В Девлехском интрузиве порфировидных гранитов обнаружены рудопроявления молибденита в пегматитовых жилах.

ЮГО-ВОСТОЧНЫЙ ПАМИР

К этой зоне относится юго-восточная часть Памира, представляющая собой область мезозойской геосинклинали с накоплением мощных (до 9 *км*) преимущественно морских осадков. Границами области с севера и с северо-запада являются палеозойские отложения Рушанской и Ванч—Язгулем—Ранг-Кульской зон, с юго-запада — метаморфические толщи Юго-Западного Памира.

В пределах мезо-кайнозойской депрессии Юго-Восточного Памира большое развитие получили осадки перми, триаса и юры; менее распространены осадочные образования мелового возраста, и незначительные площади занимают неогеновые континентальные конгломераты. Послед-

ние в виде значительной полосы располагаются лишь на северной окраине зоны в полосе сложночешуйчатого строения.

В Базардаринском хребте небольшую площадь занимают верхнекарбоновые песчаники и сланцы, имеющие мощность около 1400 *м*.

Отложения нижней и верхней перми, весьма разнообразные по литологическому составу, широко распространены в основном в северной части зоны, преобладают нижнепермские отложения. Они представлены сланцами, известняками, кремнистыми сланцами, туфами и эффузивами, мергелями и конгломератами.

По Куртеке-Саю (левый приток Калды-Сая) обнаружен небольшой участок верхнепермских отложений, содержащих пласты угля. Мощность пласта угля 1,8—2,3 *м*. В нем, наряду с углем, присутствуют многочисленные прослойки углистых сланцев и известняков (Виноградов П. Д. Пермские отложения Памира и Дарваза, рукопись, 1948 г.).

Нижний морской триас, представленный известняками, мергелями и сланцами со слоем конгломератов в основании, занимает небольшую площадь в северо-западной части зоны в Музкольском хребте. Здесь он с резким угловым несогласием ложится на верхнепалеозойскую сланцевую толщу. Мощность нижнего триаса 220 *м*. Известняки среднего морского триаса, мощностью более 800 *м*, занимают небольшие площади в районе озера Ранг-Куль.

Исключительно широко на Юго-Восточном Памире, как и в Ванч—Язгулем—Ранг-Кульской зоне, распространены отложения верхнего триаса. Мощность их в Музкольском хребте достигает более 3000 *м*. В отличие от Ванч—Язгулем—Ранг-Кульской зоны, где распространены лагунные отложения, в восточной части Юго-Восточного Памира явно преобладают морские осадки — известняки, песчаники, сланцы.

Юра представлена всеми тремя отделами. Юрские осадки покрывают около половины площади Восточно-Памирской зоны; они представлены известняками с горизонтами небольшой мощности (до 50 *м*) конгломератов, песчаников и сланцев. Общая мощность юрских осадков более 2000 *м*. В разрезе нижней юры в Базардаринском хребте около 500 *м* занимают эффузивы, порфириты и их туфы. Верхнеюрская вулканогенная толща в Кызыл-Рабатском районе имеет мощность около 1500 *м*. Породы этой толщи представлены преимущественно эффузивами (андезиты, дациты, липариты) и в подчиненном количестве известняками со слоем конгломератов в основании.

Нижнемеловые осадки в бассейне р. Пшарт образуют большой протяженности, но сравнительно узкую полосу. Мощность известняков и мергелей нижнего мела в этом районе достигает 250 *м*. Вулканогенные образования в нижнем мелу имеют мощность до 500 *м*; основное место среди них занимают туфы и основные эффузивы.

В структурно-тектоническом отношении зона Юго-Восточного Памира — это крупный синклинорий со сравнительно пологими складками и мощными надвигами северного и южного направления. Складчатые и разрывные структуры следует рассматривать как результат многих фаз тектонических движений, проявившихся несколько раз на протяжении всего мезо-кайнозоя. Они фиксируются по перерывам между триасом и нижней юрой, между нижней и средней юрой, в средней юре и в нижнем мелу. Ряд других, менее выраженных несогласий, констатированных в пределах юры, имеет местное значение. Разрывные дислокации надвигового характера были заложены, видимо, еще в первые киммерийские фазы, а основное развитие получили в альпийскую эпоху, в нижненеогеновой фазе, проявившейся на территории всего Памира. Основной фазой складчатости для Восточного Памира П. Д. Виноградов считает фазу, проявившуюся в нижнем мелу. Она завершает стадию геосинклинального развития Центрального и Юго-Восточного Памира.

МАГМАТИЗМ И РУДОПРОЯВЛЕНИЯ

Интрузивный магматизм интенсивно и широко проявлен в пределах зоны в пространстве и во времени. Здесь выделяется несколько интрузивных комплексов, отличающихся по составу, положению в пространстве и по отношению к геологическим структурам, но время внедрения каждого из них (особенно их верхняя граница) остается не вполне ясным. С большей уверенностью можно говорить лишь о последовательности внедрения пород различных комплексов. Наиболее широко распространены интрузивы, относящиеся к киммерийскому возрасту. К более ранним интрузивным образованиям этого времени, видимо, относятся граниты пшартского типа.

В северной части зоны в Пшартском хребте и в бассейне нижнего течения р. Ак-Су они образуют массивы, вытянутые в соответствии с простиранием складчатых структур. Сложены массивы крупнозернистыми порфировидными гранитами часто с хорошо выраженной линейной структурой. Жильные производные — дайки мелкозернистого гранита и гранодиорита — имеют небольшое развитие; пегматиты маломощны и встречаются редко. Из гидротермальных образований известны жилы сидерита мощностью до 2 *м*.

К позднекиммерийским относятся граниты Базардары и Тохтамыша, а также, видимо, интрузивы среднезернистых гранитов Койтезака. Граниты Базардары в бассейне правых притоков р. Аличур дают активные контакты с отложениями нижней юры; по данным Г. А. Дуткевича, в Базардаринском хребте граниты рвут известняки средней юры. Базардаринская интрузия сложена биотитовыми и двуслюдяными гранитами с комплексом весьма многочисленных даек гранит-порфиров и отчасти лампрофиров.

С комплексом этих гранитов в Базардаринском хребте и в бассейне р. Ак-Су связывается пространственно и, видимо, генетически гидротермальная минерализация по зонам разломов, а также в виде кварцевых жил с сульфидами или жил гематита.

К наиболее поздним интрузивным образованиям, вероятно альпийским, принадлежат секущие штокообразные массивы порфировидных гранитов (Башгумбезский) и дайки основных пород. У контакта Башгумбезского гранитного массива с нижнеюрскими порфиритами располагается Чатырташское месторождение галенита.

Примерно в 7 *км* к юго-востоку от заставы Тохтамыш в гранитах в широтном направлении проходит большой протяженности зона минерализации. Мощность ее от 3 до 12 *м*, длина около 300 *м*.

Среди минералов, слагающих минерализованную зону, основное место занимает железистый карбонат, далее гематит, лимонит, местами встречаются включения халькопирита, пирита и медная зелень, изредка присутствует барит. Сходные по характеру гидротермальные минерализованные зоны, приуроченные к разломам, довольно многочисленны в пермских сланцах. Они рельефно выделяются своей обохренностью, например по долине р. Ак-Су между заставой Тохтамыш и р. Дун-Кельдык. Во многих местах в минерализованных зонах основное место занимают гематит и лимонит, а карбонат или встречается в подчиненном количестве, или совсем отсутствует. Встречаются халькопирит и пирит.

По данным С. И. Клунникова, А. П. Недзвецкого и П. Д. Виноградова (1936 г.), одно из рудных тел, залегающее в гранитах к северо-востоку от поселка Тохтамыш имеет мощность 30—40 *м*. Анализ плотной тяжелой руды черного цвета с буро-желтыми пятнами показал 53,87% содержания железа. По данным тех же авторов, в пещеристых разностях лимонита в пустотах присутствуют агрегаты медной зелени и пирита. Анализ этих разностей показал 27,72% железа и 2,51% меди.

Встречаются также рудные образования жильной формы. Одна из таких жил с оруденелой тектонической брекчией в краевых частях, расположенная в 4 *км* к юго-востоку от Тохтамыша, сложена целиком железным блеском. Анализ руды показал содержание железа 67,67%.

Встречаются жилы барита. Жила по р. Тегермень-Су рассекает среднеюрские известняки, она сложена плотным белым баритом с примазками медной зелени, мощность ее 1,5 *м*.

В хребте Базардара, наряду с мелкими рудопроявлениями свинца, цинка и меди, присутствуют значительные по размерам кварцевые жилы с медным оруденением, представленным халькопиритом.

Две кварцевые жилы, содержащие халькопирит, встречены по саю Урус-Джилга, являющемуся правым притоком р. Б. Марджанай (Северный). По простиранию жилы обнажены на 400—500 *м*, мощность их 1,5—2 *м*.

Свинцово-цинковые рудопроявления в виде вкрапленности сфалерита и галенита в кварцевых жилах и во вмещающих их известняках обнаружены по саю Агалхар (правый приток р. Куберганды).

По правому склону р. Аличур в ее нижнем течении в гранитах наблюдается полоса интенсивных тектонических нарушений, образовавших многочисленные трещины, выполненные дайками гранит-порфира. В этой полосе располагается ряд неправильных минерализованных зон. Граниты или гранит-порфиры, попадающие в такие зоны минерализации, пропитаны гематитом, окислами марганца, лимонитом. Присутствует часто окисленный пирит. Из нерудных минералов большое место занимает кварц, весьма часто присутствует в виде мелких более поздних жилок барит, встречается карбонат. Во многих местах зоны рудная минерализация образует в катаклазированном граните или гранит-порфире густую сеть переплетающихся жилок.

Полоса с большой насыщенностью дайками гранит-порфира, с зонами и линзами минерализации, прослежена в широтном направлении на расстоянии более 4 *км*, ширина ее около 0,5 *км*. В пределах этой полосы линзы и зоны минерализации имеют северо-западное простирание. Всего в районе Керсень-Булака обнаружено 20 минерализованных зон, длина их от 20 до 100 *м*, мощность от 1 до 4 *м*.

Спектральным анализом бороздовых проб и штуфов, отобранных из минерализованных зон, установлено наличие следующих элементов: от единиц до десятков процента — железа, кальция, марганца; от 0,1 до 1% — титана, бария, стронция; до 0,01% — церия, лантана, цинка, меди, бериллия, циркония, ванадия; следы (до 0,001%) — никеля, молибдена и свинца.

Чатырташское месторождение галенита, как указывалось, располагается в нижнеюрских порфиритах близ контакта с Башгумбезским массивом порфировидных гранитов. Оно представляет собой ряд линз галенита и кварца в зоне тектонических нарушений в порфиритах. Основные жильные минералы месторождения — галенит и кварц; как незначительные примеси в виде мелких, обнаруживаемых под микроскопом зерен присутствуют сфалерит, арсенопирит, англезит, церуссит и лимонит.

Старатели, проводившие пробную добычу, прошли на месторождении несколько траншей; одна из них имеет длину около 100 *м*. Сложенная в штабели руда характеризуется высоким содержанием свинца, но масштабы месторождения небольшие.

В расположении рудопроявлений Восточного Памира наблюдается некоторая закономерность: они приурочиваются к довольно мощной полосе широтного простирания, зоне интенсивных смятий и разрывных нарушений, проходящей в пограничной области между Центральной геологической зоной (мезозойской депрессией) и кристаллическими толщами Юго-Западного Памира. Разрывные тектонические нарушения к западу от Базардаринского хребта продолжаются в бассейне р. Гунт,

обнаруживаясь местами по интенсивному нарушению и смятию пород, а также по наличию рудопроявлений в виде линз лимонита в нижнепалеозойских породах.

К востоку от Базардаринской полосы рудопроявлений в области развития отложений юры заметных рудопроявлений не установлено. Однако в Кызыл-Рабатском районе вновь возобновляются рудопроявления в виде минерализованных зон также широтного простирания. Рудопроявления Базардаринского хребта и правых притоков р. Гунт тяготеют к межформационным интрузивным массивам гранитов, располагаясь в них непосредственно или вблизи при сравнительно редком удалении на большое расстояние от интрузивов. Это же в основном выдерживается и для Кызыл-Рабатского района.

ЮГО-ЗАПАДНЫЙ ПАМИР

Зона Юго-Западного Памира представляет собой область распространения глубоко метаморфизованных толщ, известных под названием кристаллической серии или метаморфических толщ Юго-Западного Памира. Возраст этих толщ, время их метаморфизации и формирование геологических структур в пределах зоны остаются не вполне ясными. Эти вопросы предположительно решаются исходя из общих гипотетических построений, для обоснования которых привлекаются данные прилегающих районов.

Границей зоны с севера являются нижнепалеозойские толщи Рушанского хребта или, точнее, полосы сильно измененных интрузивов, располагающихся у южного подножья Рушанского хребта и как бы спаивающих две различные зоны, отличающиеся по характеру структур и составу распространенных в этих зонах пород.

С востока границей зоны является погружение метаморфических толщ и структур Юго-Западного Памира под мощную пелену мезозойских осадков Восточного Памира.

Метаморфические толщи по литологическому составу разделяются на ряд свит, в составе которых главное место занимают биотитовые и биотито-гранатовые гнейсы и сланцы, биотито-роговообманковые гнейсы и сланцы, инъекционные гнейсы различного состава и амфиболиты.

Распространение интрузивных пород колоссально. Они представлены почти полностью породами гранитного состава; основные породы образуют лишь сравнительно небольших размеров линзы, причем они сильно метаморфизованы (до образования амфиболитов), поэтому трудно судить об их первоначальном составе.

Вдоль Шугнанского и Аличурского (Памирского) хребтов на расстоянии около 200 *км* проходит мощный массив гранито-гнейсов и гранитов с их огромным количеством даек и пластовых внедрений гранитов, аплитов и пегматитов. К югу от этого массива, в Шахдаринском хребте, огромные массы магматического материала присутствуют в метаморфических толщах в виде тонких инъекций и различной мощности пластовых интрузий гранитов, аплитов и пегматитов.

По особенностям состава и структуры и по относительному возрасту выделяются три группы интрузивных пород: 1) аплито-гнейсы, 2) очковые биотитовые гнейсы, 3) биотитовые и двуслюдяные гнейсо-граниты и граниты.

Аплито-гнейсы или аплитовидные гранито-гнейсы большое распространение имеют в южной части зоны в Шахдаринском хребте, в Ваханском районе. Они здесь образуют полосу, протягивающуюся согласно с простиранием пород в районе правых притоков р. Пянджа в Ваханском районе, и, кроме того, часто встречаются в виде различной мощности пластовых интрузий. По возрасту они самые ранние и, возможно, относятся к наиболее древнему тектоно-магматическому этапу.

Очковые биотитовые гнейсы приближающегося к гранодиориту состава, двуслюдяные гнейсо-граниты и граниты, часто тесно переплетающиеся, слагают интрузивный массив Шугнанского и Аличурского хребтов. Те и другие относятся, по нашему мнению, к одному тектоно-магматическому этапу, ранней фазой которого являлось внедрение очковых биотитовых гранито-гнейсов. В пользу этого говорит общий для обеих групп интрузий комплекс жильных производных — аплитов и пегматитов. В их составе, кроме калиевого полевого шпата, олигоклаза и кварца, часто большое место занимают турмалин, мусковит, биотит, нередко присутствуют берилл, полихромные турмалины и адуляр.

С пегматитами связываются нерудные полезные ископаемые Памира — горный хрусталь и флогопит, последний обычно на контакте пегматитов с мрамором.

В составе биотитовых гранито-гнейсов и двуслюдяных гнейсо-гранитов, кроме обычных калиевого полевого шпата, плагиоклаза и кварца, в качестве обильных примесей довольно часты гранат, апатит, ортит, циркон.

Возраст гранито-гнейсов и двуслюдяных гнейсо-гранитов с достоверностью не устанавливается. Повидимому, он варисский или, возможно, раннекиммерийский. В пользу раннекиммерийского возраста говорит сходство двуслюдяных гнейсо-гранитов южной части зоны, прорывающих верхнетриасовые сланцы в районе Наматгута, с двуслюдяными гнейсо-гранитами Аличурско-Шугнанского гранитного массива.

По северной окраине зоны большие площади занимают среднезернистые граниты Койтезекской интрузии, характерные обилием в акцессориях ортита. По своим особенностям они сходны с Базардаринской киммерийской интрузией и, видимо, одновозрастны с ней.

Наиболее поздними (предположительно альпийскими) значительными по масштабу интрузивными образованиями являются штокообразные интрузии порфировидных гранитов. Представителем их является Четырташский массив порфировидных гранитов, располагающийся в западной части кристаллической серии Юго-Западного Памира на ее границе с мезозойскими толщами. Как указывалось выше, этот тип интрузивов значительное распространение имеет в Рушанской зоне.

Рудные проявления. В Юго-Западном Памире сколько-нибудь значительных по масштабу рудных проявлений не установлено. Лишь по северной окраине зоны, у подножья склона Рушанского хребта, на продолжении зоны разломов Базардаринского хребта встречаются линзы лимонита, возможно представляющие окисленную поверхностную зону рудообразований другого более сложного состава. На остальной площади кристаллических толщ Юго-Западного Памира рудные образования, способные вызвать какой-либо практический интерес, не зафиксированы ни в одном пункте.

Описываемая зона является областью нерудных полезных ископаемых, небольших по масштабам, но представляющих практический интерес. Здесь известны месторождения флогопита высокого качества, а также пегматиты с горным хрусталем и довольно крупными кристаллами мориона, среди которых, правда изредка, встречаются образцы, пригодные для промышленного использования; имеются месторождения ляпис-лазури, талька и благородной шпинели.

ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ И ПЕРСПЕКТИВЫ МИНЕРАЛЬНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ПАМИРА

В соответствии со схемой распределения эндогенных минеральных месторождений по этапам тектоно-магматического развития подвижных зон земной коры, составленной коллективом сотрудников ВСЕГЕИ под руководством Ю. А. Билибина (стр. 3—56), для Памира намечается

последовательность формирования интрузивных комплексов — от ранних к средним, от средних к поздним этапам, однако характерное для Памира весьма ослабленное развитие рудной минерализации, представленной лишь небольшими месторождениями и рудопроявлениями, делает в некоторых случаях менее ясным распределение этой минерализации по этапам, намечаемым схемой; все же общая тенденция распределения и последовательного формирования минеральных комплексов в известной мере выдерживается и для Памира.

К *ранним этапам относятся (от более древних к молодым)*: 1) интрузия основных и ультраосновных пород с их месторождениями асбеста (Бунай); 2) интрузия кварцевых диоритов, гранодиоритов и отчасти гранитов (бретонская фаза), с которыми генетически связаны магнетито-пирротиновое оруденение и проявления (в шлихах) шеелитоносности. К этим же этапам, видимо, следует отнести интрузии альбитовых гранитов и даек березитизированных альбитофиров с их золото-пиритовой минерализацией (золотой пояс Памира).

К среднему этапу могут быть отнесены интрузии комплекса калиевых гранитов (поздневарисские), однако минеральные образования в связи с ними весьма незначительны, а сидерито-гематитовые рудные гидротермальные проявления не соответствуют минерализации, связываемой обычно с калиевыми гранитами. Все же общий характер минерализации, соответствующий комплексу калиевых гранитов, подчеркивается и для нашего района (Дарваз—Кара-Кульской зоны) широким распространением шерлово-мусковитных пегматитов.

Интрузии язгулемского комплекса (киммерийские) с их гидротермальными месторождениями пьезокварца и проявлениями молибденовой минерализации, видимо, должны найти место в конце средних или начале поздних этапов.

По характеру магматических и гидротермальных минеральных образований вполне закономерно к поздним этапам тектоно-магматического развития подвижных зон земной коры могут быть отнесены интрузии позднекиммерийских и альпийских гранитов Юго-Восточного Памира (Базардара, Тохтамыш и т. д.) и связанные с ними гидротермальные образования, представленные гематитом, галенитом, халькопиритом, сидеритом, баритом.

Наконец, завершающими в позднем этапе являются телетермальные свинцово-цинковые альпийские месторождения (Иокуньж) в Западном Дарвазе.

Трудно в настоящее время найти место в схеме для интрузивных и минеральных образований кристаллической серии Юго-Западного Памира, что связано с неясностью геологического строения и, особенно, возраста пород и магматизма этого района.

Характеристика выделенных нами структурно-магматических (металлогенических) зон позволяет наметить некоторые закономерности формирования этих зон в пространстве и во времени, а также закономерности положения в них минеральных образований.

Довольно четко для рассматриваемого района устанавливается, что с определенными отличающимися по возрасту интрузивными комплексами связываются соответствующие им группы минеральных, в том числе рудных, образований.

Закономерная последовательная смена во времени интрузивных и минеральных комплексов в известной мере находит свое отражение в закономерности расположения их в пространстве.

Так, в Северной и Центральной геологических зонах Памира при следовании с севера на юг более древние интрузивные и минеральные образования сменяются, за редким исключением, все более молодыми, т. е. более молодые пространственно как бы причленяются к более древ-

ним. Наложение же одних на другие имеет место преимущественно в пограничных областях между зонами.

Отмеченные закономерности вытекают из анализа особенностей магматизма и рудопроявлений выделенных для Памира металлогенических зон.

В заключение приводим в самом сжатом виде характеристику металлогенических зон интрузивных и минеральных образований, начиная с более древних, и рассмотрим перспективы возможного распространения минеральных рудных образований.

В пределах Северной геологической зоны Памира (Калайхумб—Саук-Сайская и Дарваз—Кара-Кульская зоны) наиболее ранними интрузивными образованиями варисского возраста являются интрузии основных и ультраосновных пород, с которыми связываются месторождения асбеста. *Вторая фаза ранневарисской интрузивной деятельности* представлена кварцевыми диоритами и гранодиоритами. С ними связаны скарновые и метасоматические рудные образования, представленные в основном пирротином и магнетитом с примесями кобальта и никеля.

Распространение шеелита по данным шлихового опробования явно указывает на локализацию коренного источника этого минерала в районах расположения интрузивов кварцевых диоритов и гранодиоритов, что должно учитываться при дальнейших исследованиях в Калайхумб—Саук-Сайской зоне и при разрешении вопроса о коренных источниках шеелита.

К третьей фазе ранневарисских интрузивных образований относятся натриевые граниты, а также кварцевые и бескварцевые альбитофиры, зоны пиритизации которых несут золотое оруденение. Эти породы распространены главным образом в северной части Калайхумб—Саук-Сайской зоны.

Район развития натриевых гранитов и, особенно, тесно с ними связанных альбитофиров перспективен на коренное и россыпное золото. Проводившиеся ранее поиски и опробование на золото в бассейне р. Саук-Сая не достаточны, и их следует продолжить.

В Калайхумб—Саук-Сайской зоне следует иметь в виду возможные рудопроявления свинца и ртути, — галенит и киноварь встречаются в шлихах.

К югу от Калайхумб—Саук-Сайской зоны натриевые граниты сменяются более молодым — поздневарисским — комплексом калиевых гранитов с их многочисленными жилами шерловых и шерлово-мусковитовых пегматитов; распространение комплекса этих интрузивов является характерной чертой Дарваз—Кара-Кульской зоны. Известные к настоящему времени в связи с этим комплексом рудные проявления крайне незначительны и представлены гематитом и сидеритом, реже медным колчеданом. Указаний на проявление оловянного или вольфрамового оруденения, которое можно было бы предполагать в связи с комплексом интрузивов калиевых гранитов, не имеется.

Ванч—Язгулем—Ранг-Кульская зона, располагающаяся далее к югу от области распространения калиевых гранитов, характерна широким распространением более молодых — киммерийских образований гранитоидных пород язгулемского интрузивного комплекса, с которым связаны промышленные месторождения пьезокварца в Ванчском и Язгулемском хребтах. Распространение гранитных интрузий, аналогичных язгулемскому интрузивному комплексу, на Восточном Памире в пределах Ванч—Язгулем—Ранг-Кульской зоны указывает на перспективность этого района в отношении пьезокварца; особенно благоприятными являются участки распространения палеозойских толщ кварцевого и кварцево-полевошпатового состава (Н. К. Морозенко, 1949 г.). Рудные проявления молибденита, известные к настоящему времени в аплитовых

и пегматитовых жилах, весьма незначительны. В этой зоне, а также в Рушанской возможны новые находки молибденита.

В пределах Рушанской зоны характерно широкое развитие киммерийских и альпийских гранитных интрузивов и кварцевых жил, в большинстве случаев совершенно безрудных. Гематитовые месторождения незначительны.

Юго-Восточный Памир — это область развития позднекиммерийских и отчасти альпийских интрузий, прорывающих мощные осадки перми и мезозоя. С комплексом позднекиммерийских гранитных интрузий связаны небольшие месторождения меди в Базардаринском хребте (сай Урус-Джилга), приуроченные к кварцевым жилам, и довольно мощные зоны разлома, минерализованные гематитом, сидеритом, халькопиритом, галенитом и баритом. При дальнейших исследованиях в пределах Юго-Восточного Памира возможны новые находки проявлений сульфидной минерализации, в том числе галенита, но о масштабах их в свете имеющихся к настоящему времени данных судить трудно.

Наиболее молодыми (альпийскими) интрузивными образованиями являются мелкие интрузии габбро, габбро-диоритов и порфиритов в зоне мезо-кайнозойской депрессии, окаймляющей Памир с севера. Они известны близ разломов, проходящих по границе мезо-кайнозойской депрессии с варисскими складчатыми структурами Қалайхумб—Саук-Сайской зоны. К полосе этих разломов приурочивается проявление телетермального свинцово-цинкового оруденения в доломитизированных известняках верхнего мела. Иокуньжское свинцово-цинковое месторождение заслуживает разведочных работ. Общие геологические позиции района говорят о возможности новых находок свинцового оруденения телетермального типа. Дальнейшие поиски должны быть направлены по южному борту мезо-кайнозойской депрессии, в районе развития карбонатных пород и дизъюнктивных надвиговых нарушений.

По сравнению с охарактеризованными выше зонами, интрузивные и рудные образования которых имеют в большинстве случаев довольно определенную возрастную характеристику, зона Юго-Западного Памира занимает особое место. Это область глубоко метаморфизованных толщ, включающих массу интрузивных образований в виде крупных массивов и тонких инъекций, представленных гранитами и гранито-гнейсами. Возраст толщ и интрузивов не ясен. Только условно интрузивы можно отнести к варисскому возрасту. Рудные эндогенные проявления сколько-нибудь значительных масштабов для этой области не известны, и ожидать их, по имеющимся данным, нет оснований. Здесь развиты нерудные полезные ископаемые — флогопит высокого качества, горный хрусталь в пегматитах и ляпис-лазурь.

Труднодоступность и тяжелые транспортные условия пока не позволяют вести добычу флогопита, но, видимо, это будет преодолено. Дальнейшие поиски могут привести к открытию новых месторождений, особенно в районе Шахдаринского хребта [1].

ЛИТЕРАТУРА

Арапов Ю. А. Петрографические и геологические наблюдения в верховьях р. Хингоу. Тр. ТПЭ 1932 г., вып. XVII, 1935.

Баранов И. Г. Геологические исследования в Рангкульском районе на Восточном Памире. Тр. ТПЭ 1933 г., вып. XXXI, 1936.

Бархатов Б. П. О соотношении нижнего палеозоя бассейна р. Бартанг с метаморфическими толщами Юго-Западного Памира. Изв. Тадж. фил. АН СССР, № 11, 1947.

Беляевский Н. А. Основные черты стратиграфии Западного Куэнь-Луня. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1947.

[1] Изложенное в настоящей статье иллюстрируется схемой металлогении Тянь-Шаня и Памира (см. рис. 2 к статье Е. Д. Карповой).

Борнеман Б. А. и Овчинников С. К. Геология Заалайского хребта. Тадж.-Памирск экспед. 1934 г., Тр. ТПЭ, вып. XV, 1936.

Губин И. Е. О некоторых чертах геологического строения Южного Таджикистана. Изв. Тадж. фил. АН СССР, № 2, 1943.

Дингельштедт Н. Н. О геологии и рудообразовании Сауксайского золотоносного района на Северном Памире. ТПЭ, вып. I, 1943.

Дингельштедт Н. Н. Геология Северо-Каракульского района. Тр. ТПЭ 1933 г., вып. XXXIII, 1935.

Ермаков Н. П. Геология и полиметаллические рудопроявления Западного Дарваза. Сб. «Геол. и полезн. ископ. Средней Азии», итоги Сред.-Аз. эксп. за 1937 г., 1940.

Ионин Н. В. Хребет Базардара. Сб. «Тадж. компл. экспед. 1932 г.», 1933.

Клунников С. И. Распространение третичных континентальных толщ на Памире. ТПЭ, вып. III, 1932.

Клунников С. И. и Попов В. И. Метаморфические толщи Юго-Западного Памира. Тр. ТКЭ 1934 г, вып. XIX.

Клунников С. И., Недзвецкий А. П. и Виноградов П. Д. Геологическое строение Юго-Восточного Памира. Тадж.-Памирск. эксп. 1934 г., вып. 64, 1936.

Марковский А. П. Заалайский хребет. Сб. компл. эксп. 1932 г., изд. АН СССР, 1933.

Марковский А. П. О взаимоотношении Памира и Тянь-Шаня. Сб. Научн. итоги работ ТПЭ, изд. АН СССР, 1936.

Морозенко Н. К. Генезис хрусталеносных жил Памира. Сов. геол., № 9, 1946.

Морозенко Н. К. Интрузивы и хрусталеносные жилы Памира. Госгеолиздат, 1949.

Наливкин Д. В. Обзор геологии Памира и Бадахшана. Тр. ВГРО, вып. 182, 1932.

Наливкин Д. В. Тектоника Памира. Тр. XVII сесс. Межд. геол. конгр., 1937.

Никитин Д. В. Золоторудное месторождение на Памире. Матер. по общ. и прикл. геол., вып. 9, 1926.

Никитин Д. В. Золотоносность Памира и Дарваза. Тр. ТКЭ, 1932 г., вып. I, Госхимтехиздат. 1934.

Николаев В. А. Магматическая геология Памира и Дарваза. Сб. Научн. итоги работ ТПЭ, изд. АН СССР, 1936.

Николаев В. А. Геологическое строение северного склона Аличурского хребта. Сб. Тадж.-Памирск. экспед. 1933 г., изд. АН СССР, 1934.

Паффенгольц К. Н. и Шабалкин М. И. Ледник Федченко и р. Танымас. Тр. ТПЭ, вып. XLVI, 1936.

Паффенгольц К. Н. Геологический очерк Южной части бассейна оз. Кара-Куль на Восточном Памире. Тадж.-Памирск. экспед. 1934 г., Тр. ТПЭ, вып. XLVI, 1936.

Попов В. И. Месторождения молибдена, олова и вольфрама на Памире. Разв. недр, № 15, 1933.

Попов В. И. Южные склоны Дарвазского хребта. Сб. Тадж. компл. эксп. 1932 г,. Госхимиздат, 1933.

Попов В. И. Полезные ископаемые Южного Таджикистана. Изд. АН СССР, ТПЭ, 1936.

Ренгартен В. П. Заалайский хребет, ТКЭ, вып. II, 1932.

Ренгартен В. П. Геологическое строение района Мургаб—Истык на Восточном Памире Тр. ТПЭ, вып. XXII, 1935.

Саўков А. А. К геологии и геохимии Язгулема и Ванча. Тр. ТПЭ 1932 г., вып. XIV, 1934.

Хабаков А. В. Восточная часть Музкольского хребта. Сб. Тадж. компл. эксп. 1932 г., 1933.

Чуенко П. П. К геологии западной части Музкольского хребта. Тадж. компл. эксп. 1932 г., Тр. ТПЭ., вып. 3, 1934.

Чуенко П. П. Южный Дарваз. Тр. ТПЭ 1935 г., изд. АН СССР 1937.

Чуенко П. П. Геологическое строение Южного Дарваза. Изд. АН СССР, 1938.

Шабалкин М. И. Хребет Зулум-Арт (геологический очерк). Сб. Тадж-Памирск. эксп. 1935 г., 1937.

Щербаков Д. И. Восточная часть хребта Петра Первого. Сб. Тадж. компл. эксп. 1932 г., 1933.

Юдин Г. Л. О геологическом строении Центрального Памира. Изв. ВГРО, т. I, вып. 41, 1932.

Е. Д. Карпова

К МЕТАЛЛОГЕНИИ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ВАРИССКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА ТЯНЬ-ШАНЯ

Большинство геологов Средней Азии в настоящее время приняло и широко использует предложенное В. А. Николаевым (1939 г.) деление Тянь-Шаня на три основные крупные структурно-фациальные зоны: Северную, Чаткало-Нарынскую и Фергано-Кокшаальскую. Первая зона соответствует среднепалеозойской геоантиклинали, вторые две — внешней и внутренней частям среднепалеозойской геосинклинали. Многочисленные новые факты, накопившиеся в результате дальнейших детальных геологических исследований, позволили провести еще более дробное геологическое районирование Тянь-Шаня и выделить в составе структурно-фациальных зон В. А. Николаева ряд мелких районов или подзон. По Чаткало-Нарынской и Фергано-Кокшаальской зонам подобное детальное районирование было выполнено Н. М. Синицыным (1948 г.) и В. Н. Огневым (1948 г.). Основанием для выделения той или иной подзоны служили их структурно-фациальные различия, выраженные особенностями стратиграфического разреза, возрастом и формами проявления складчатости.

Однако выпуклая и четкая характеристика структурно-фациальных особенностей отдельных подзон, содержащаяся в работах Синицына и Огнева, почти не дает представления о других сторонах единого процесса геологического развития подзон, а именно о вулканизме и металлогении. По существу же подзоны Огнева и Синицына являются не только структурно-фациальными, но и металлогеническими, а проявления вулканизма и металлогении в подзонах настолько различны, что требуют особого рассмотрения.

Автор ставит перед собой две задачи: 1) разобрать главные черты вулканизма и металлогении северной части среднепалеозойской геосинклинали Тянь-Шаня и 2) дать металлогеническую характеристику отдельных подзон Синицына и Огнева и оценить их перспективность в отношении металлоносности [1].

Рассматриваемая в статье часть складчатого пояса Тянь-Шаня протягивается в широтном направлении на расстояние около 1000 *км*. Западная ее половина включает северное горное обрамление Ферганы с хребтами Чаткальским, юго-западными отрогами Таласского Ала-Тау (хребты Пскемский, Угамский, Каржан-Тау), Кураминским и северо-западной частью Ферганского хребта. Восточная половина охватывает хребты, расположенные к северу и к югу от долины Нарына.

[1] Аналогичные вопросы для южной части среднепалеозойской геосинклинали Тянь-Шаня (Алайская горная система) решаются в статье Ю. А. Арапова, помещенной в настоящем сборнике.

КРАТКИЙ ОБЗОР СТРАТИГРАФИИ И ТЕКТОНИКИ

Северная часть среднепалеозойской геосинклинали Тянь-Шаня, согласно делению В. А. Николаева, относится к Чаткало-Нарынской структурно-фациальной зоне, представляющей собой внешнюю область среднепалеозойской геосинклинали. Лишь сравнительно небольшой район горного обрамления Ферганы на северо-востоке относится к Ферганo-Кокшаальской структурно-фациальной зоне, отвечающей внутренним частям той же геосинклинали. Эта зона расположена к югу от Чаткало-Нарынской, и появление на северо-востоке Ферганы фергано-кокшаальских фаций среди чаткало-нарынских неестественно. По В. Н. Огневу, это связано с крупными сдвиговыми движениями, происходившими вдоль Фергано-Таласского разлома, в результате которых глубоководные отложения внутренней части геосинклинали вклинились в ее периферическую область.

С Северной зоной Тянь-Шаня, представлявшей собой в среднем палеозое геоантиклинальную область, Чаткало-Нарынская зона имеет тектоническую границу. На западе этой границей служит Таласский (или Фергано-Таласский) разлом, следующий в северо-западном направлении вдоль оси одноименного хребта. На востоке, в правобережных хребтах Нарына, граница проходит вдоль сложной серии разломов, известных под названием «структурной линии В. А. Николаева».

С Фергано-Кокшаальской внутренней зоной среднепалеозойской геосинклинали Тянь-Шаня Чаткало-Нарынская зона связана постепенными переходами, совершенно отчетливо намечающимися в ряде мест рассматриваемой территории.

Ведущим процессом в геологической истории этой части Тянь-Шаня в среднем палеозое было устойчивое прогибание и мощное осадконакопление. В связи с ранними фазами варисской складчатости бóльшая половина ее закончила геосинклинальный этап развития в среднем карбоне. Входящие в эту половину мелкие районы или подзоны, различающиеся по своим структурно-фациальным особенностям, объединены Огневым в группу ранневарисских. К ним относятся Чаткальская, Нарынская и Баубаш-Атинская подзоны [1].

На фоне общего поднятия в среднем карбоне обособились локальные депрессии геосинклинального типа, где прогибание и осадконакопление продолжалось в верхнем палеозое до верхней перми. К их числу принадлежат Каржан-Тау—Кураминская, Чаак-Тауская и Джаман-Даванская подзоны, названные Огневым поздневарисскими. В верхней перми геосинклинальное развитие всей территории было окончательно закончено и началась платформенная стадия ее дальнейшей эволюции. Позднее возникли молодые межгорные впадины, выполненные юрскими, меловыми и главным образом третичными осадками (рис. 1).

Стратиграфический разрез рассматриваемой части Тянь-Шаня приведен нами в кратком обзоре.

Выступы древнего докембрийского и нижнепалеозойского фундамента редки и приурочены обычно к размытым антиклинальным поднятиям (рр. Кассан, Малый Нарын, Большой Нарын). Особенно характерны выступы нижнепалеозойского фундамента для юго-западной части Каржан-Тау — Кураминской подзоны (Могол-Тау, Карамазар, крайняя западная оконечность Чаткальского хребта).

Наиболее широко распространены отложения среднего палеозоя, разрез которого начинается с верхнего силура. На главной части площади, отвечающей области развития чаткало-нарынских фаций, верхний силур представлен обычно метаморфизованными немыми песчано-сланцевыми

[1] Приведенные здесь и ниже названия отдельных подзон заимствованы у В. Н. Огнева (1948 г.) и несколько отличаются от предложенных Н. М. Синицыным.

толщами. Мощность их колеблется в пределах 1,5—2 *км*. В области распространения фергано-кокшаальских фаций (Баубаш-Атинская подзона и восточная часть Чаак-Тауской подзоны) мощность отложений верхнего силура достигает часто 4—5 *км*. В верхней части разреза большую роль играют известняки и эффузивы (спилиты), а в нижней преобладают песчаники и сланцы. Исключением является Каржан-Тау—Кураминская подзона, где существование отложений верхнего силура не доказано.

Девон, так же как и верхний силур, представлен двумя фациями. В Чаткальской и Нарынской подзонах разрез девона вплоть до фаменского яруса представлен главным образом красноцветными песчаниками, мощностью 500—1500 *м*. Фаменский ярус сложен известняками, общая мощность которых достигает 300—700 *м*. Этот типичный разрез в южных частях рассматриваемой площади сильно изменяется. На южном склоне Чаткальского хребта в низах разреза девона большую роль играют кислые эффузивы и туфы, а морские известняки появляются уже во франском и местами живетском ярусах. В Могол-Тау и Карамазаре подавляющая часть разреза девона, начиная с низов живетского яруса, сложена известняками, общая мощность которых около 2000 *м*. Отложения нижнего девона, повидимому, отсутствуют. Отложения девона Могол-Тау, Карамазара и южного склона Чаткальского хребта являются переходными к южному фергано-кокшаальскому типу фаций, для которого исключительно характерны известняки. Подобный разрез девона типичен для Баубаш-Атинской подзоны.

В отложениях нижнего карбона преобладают известняки общей мощностью 2000—3000 *м*. В Каржан-Тау—Кураминской зоне мощность нижнего карбона сокращается до 700—1200 *м*.

Таков в самых общих чертах характерный разрез среднепалеозойских отложений для всей территории. В связи с близостью к источнику сноса, которым являлся Северный Тянь-Шань, в разрезе среднего палеозоя окраинных частей варисской геосинклинали, большое значение имеют терригенные толщи. Общая мощность разреза в Чаткальской и Нарынской подзонах достигает 5—6 *км*. В Каржан-Тау—Кураминской подзоне мощность среднего палеозоя вследствие отсутствия отложений верхнего силура и нижнего девона сокращается до 3—3,5 *км*. В противоположность этому в участках, переходных к внутренней части среднепалеозойской геосинклинали, наблюдается постепенное увеличение мощности разреза среднего палеозоя, а также появление глубоководных фаций (южная часть Чаткальской подзоны). Типичные фергано-кокшаальские фации среднепалеозойского разреза характерны для Баубаш-Атинской подзоны.

Как уже было указано выше, отложения верхнего палеозоя приурочены только к локальным депрессиям или поздневарисским подзонам В. Н. Огнева. Некоторое исключение представляет средний карбон, имеющий распространение в виде лагунно-морских осадков в Нарынской ранневарисской подзоне.

Для верхнепалеозойских отложений весьма характерна исключительно резкая фациальная изменчивость. Примерно на меридиане р. Кассан происходит быстрая смена вулканогенных верхнепалеозойских толщ Каржан-Тау—Кураминской подзоны на терригенные отложения более восточных Чаак-Тауской и Джаман-Даванской подзон.

Общая мощность разреза верхнего палеозоя в Чаак-Тауской и Джаман-Даванской зонах превышает 3000 *м*. В состав этого разреза входят среднекарбоновые, верхнекарбоновые и нижнепермские отложения, отличающиеся большим непостоянством мощности и состава. В мощных разрезах преобладают тонко- и среднеобломочные толщи с прослоями конгломератов и известняков.

Пермские (по всей вероятности только нижнепермские) отложения в Чаак-Тауском и Джаман-Даванском прогибах носят отчетливый регрессивный характер. Они имеют грубообломочное терригенное происхожде-

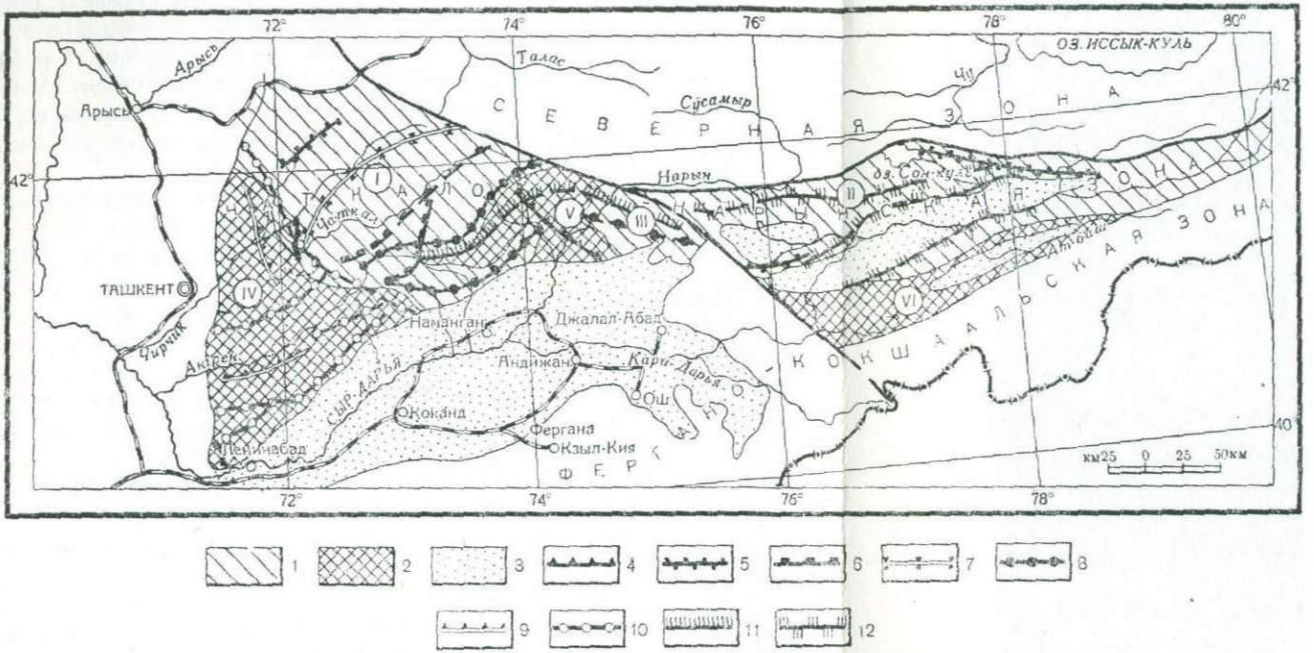


Рис. 1. Схема металлогении северной части среднепалеозойской геосинклинали Тянь-Шаня

I—рацневарисские подзоны: *I*—Чаткальская, *II*—Нарынская *III*—Баубаш-Атинская; *2*—поздневарисские подзоны: *IV*—Каржан-Тау-Кураминская, *V*—Чаак-Тауская, *VI*—Джаман-Даванская; *3*—альпийские депрессии Типы месторождений: *4*—магматические с платиной и хромом; *5*—контактово-метасоматические с железом, вольфрамом (молибденом, золотом); *6*—жильные с пиритом, мышьяком, золотом; *7*—кварцевые жилы, грейзены, пегматиты с вольфрамом, молибденом, бериллием (оловом, висмутом); *8*—метасоматические со свинцом, цинком; *9*—вторичные кварциты с медью или алюминием; *10*—жильные и метасоматические со свинцом, цинком, серебром, висмутом, мышьяком, медью, гематитом, флюоритом и баритом; *11*—телетермальные с сурьмой и ртутью; *12*—телетермальные со свинцом

ние, а в верхних частях разреза континентальный характер. Мощность их местами превышает 1000 *м* (Босбу-Тау), но обычно она меньше.

Разрез верхнего палеозоя Каржан-Тау—Кураминской зоны имеет совершенно другой характер. Он почти полностью вулканогенного происхождения, и только незначительная часть его сложена прибрежно-морскими и континентальными толщами. По Н. П. Васильковскому (1946), этот разрез расчленяется на несколько свит, относящихся по возрасту к среднему и верхнему карбону и перми. По ряду соображений самую верхнюю часть разреза Васильковский относит к основанию мезозоя. Общая мощность верхнепалеозойского разреза Каржан-Тау—Кураминской зоны очень велика (не менее 5000 *м*), даже если учесть, что некоторые из членов разреза имеют локальное развитие.

Следует указать на исключительное значение в разрезе кислых липаритовых и липарито-дацитовых лав преимущественно калиевого ряда и ничтожное распространение андезитовых и андезито-базальтовых разностей, а также на наземное происхождение вулканогенных толщ. Осадочные толщи, в небольшом количестве присутствующие в разрезе, в подавляющем большинстве случаев имеют континентальный характер.

На размытой поверхности палеозоя в рассматриваемом районе залегают молодые мезо-кайнозойские отложения — юрские, меловые и третичные. В горных частях района они занимают очень небольшие площади и залегают главным образом в межгорных депрессионных понижениях.

В заключение краткого обзора стратиграфии рассматриваемой части Тянь-Шаня необходимо остановиться на особых чертах палеозойского осадконакопления в Каржан-Тау—Кураминской подзоне, выделяющих ее среди других ранне- и поздневарисских подзон.

Среднепалеозойский разрез ее характеризуется сокращенной мощностью, достигающей лишь 3000—3500 *м*, в то время как в Чаткальской и Нарынской подзонах этот разрез достигает 5000—6000 *м*, а в Баубаш-Атинской он еще значительно больше. Мощный верхнепалеозойский разрез, представленный почти исключительно вулканогенными толщами, формировавшимися в континентальных условиях, также резко отделяет Каржан-Тау—Кураминскую подзону от Чаак-Тауской и Джаман-Даванской верхнепалеозойских геосинклинальных депрессий.

Наблюдаемая в рассматриваемой части Тянь-Шаня сложная тектоническая картина в основном создана рядом фаз варисской складчатости. Каледонская складчатость в среднепалеозойской геосинклинали Тянь-Шаня не проявилась. Лишь в западной части Каржан-Тау—Кураминской подзоны имеются достаточно достоверно установленные проявления неокаледонской складчатости (Могол-Тау, Калкан-Ата). Наличие неокаледонской складчатости, отмеченное В. Н. Огневым на северо-востоке Ферганы, в настоящее время достаточно убедительно отрицается Н. М. Синицыным (1949 г.).

Самое широкое распространение и большую напряженность имела повсеместно отмеченная внутрисреднекарбоновая складчатость, которая повлекла за собой замыкание среднепалеозойской геосинклинали, интенсивную интрузивную деятельность и общее поднятие. Последующие фазы варисской складчатости отчетливо распознаются только в верхнепалеозойских депрессиях, в которых происходило осадконакопление. Повидимому, эти поздние фазы захватили более широкие площади геоантиклинальных поднятий, граничащих с депрессиями.

В пределах поздневарисских Чаак-Тауской и Джаман-Даванской подзон отмечены предпермская и пермская (верхнепермская ?) фазы складчатости. Для Каржан-Тау — Кураминской подзоны характерно, по Н. П. Васильковскому (1946 и 1947 гг.), большое количество фаз верхнепалеозойской складчатости. Возраст наиболее поздних фаз точно не датируется, поскольку они выражены несогласиями между немыми вулкано-

Таблица 1

Возрастная схема проявлений вулканизма в северной части среднепалеозойской геосинклинали Тянь-Шаня
(по Н. П. Васильковскому, Е. Н. Горецкой, Е. Д. Карповой и др.)

Геологический возраст	Ранневарисские подзоны				Поздневарисские подзоны				
	Баубаш-Атинская	Нарынская	Чаткальская		Каржан-Тау—Кураминская		Чаак-Тауская		Джаман-Даванская
			эффузии	интрузии	эффузии	интрузии	эффузии	интрузии	
Триас (?)						**Послекизылнуринский комплекс** Гранит-порфиры, граносиенит-порфиры, фельзит-порфиры, порфириты, диабазы			
Верхняя пермь					**Кизылнуринская свита** (липариты) **Равашская свита** (порфириты)	Кизылнуринские интрузивные липариты			
Нижняя пермь				**Предравашский комплекс** Шайданские граниты, куюндинские гранодиориты и граносиениты	**Шурабсайская свита** (липариты и порфириты)	**Предравашский комплекс** Дайки основные и кислые, гушсайские гранит-порфиры, шайданские граниты, алмалыкские сиениты, сиенито-диориты, куюндинские гранодиориты			
Верхний карбон				**Предшурабсайский комплекс** Арашанские и терские граниты, кизылсайские гранодиориты	**Акташский вулканогенный комплекс** (дациты, липариты)	**Предшурабсайский комплекс** Кизылсайские гранодиориты и граниты, сиенито-диориты			

Продолжение табл. 1

Геологический возраст	Ранневарисские подзоны				Поздневарисские подзоны				
	Баубаш-Атинская	Нарынская	Чаткальская		Каржан-Тау—Кураминская		Чаак-Тауская		Джаман-Даванская
			эффузии	интрузии	эффузии	интрузии	эффузии	интрузии	
Средний карбон		**Кураминский комплекс** Гранодиориты, кварцевые диориты, габбро		**Кураминский комплекс** Гранодиориты (*монцониты*)	**Минбулакская свита** (порфириты)	**Кураминский комплекс** Гранодиориты (сиенито-диориты, диориты, габбро)		Альбитизированные плагиогранит-порфиры	
Нижний карбон						Аркутсайские порфириты		Дуниты, перидотиты, габбро, диабазы	
Нижний девон			Альбитофиры, фельзиты		Альбитофиры, дациты	Аляскиты, гранодиориты	Альбитофиры, фельзиты		
Верхний *силур*	Спилиты						Спилиты, вариолиты		

генными толщами. Н. П. Васильковский предполагает, что они нижнемезозойские.

Следует особо отметить, что жесткое сооружение Каржан-Тау — Кураминской подзоны с ее мощными вулканогенными толщами и большим количеством интрузий было неподатливо для верхнепалеозойской складчатости. Последние фазы варисских тектонических движений получили свое выражение почти исключительно в образовании крупных глубоких разломов. Широчайшее развитие этих разломов является еще одной специфической особенностью геологического строения Каржан-Тау — Кураминской подзоны.

Горное сооружение, созданное варисской складчатостью и поднятием, в начале мезозоя было пенепленизировано. В течение мела и палеогена главная часть рассматриваемой территории испытала опускание. В конце палеогена начались альпийские движения, в связи с которыми возникли складки большого радиуса, захватившие как тонкий чехол меловых и третичных отложений, так и жесткий палеозойский фундамент. Эти складки повторили основные элементы варисских складчатых структур. В дальнейшем широкие складки осложнились альпийскими разрывами, возникавшими наиболее часто в местах наибольших напряжений на границах растущих поднятий и депрессий.

ВУЛКАНИЗМ

Различия в процессе исторического развития отдельных частей среднепалеозойской геосинклинали Тянь-Шаня, выраженные в особенностях фациального состава разрезов и характера складчатости, получили ясное отображение в геологическом районировании, обрисованном в начале статьи. В тесной связи с особенностями разрезов и складчатости отдельных зон и подзон находится и вулканизм, проявления которого во времени и пространстве отличаются большим разнообразием. В Джаман-Даванской подзоне, сложенной отложениями верхнего палеозоя, магматические породы не известны. Баубаш-Атинская и Чаак-Тауская подзоны отличаются изобилием среднепалеозойских эффузивов спилито-кератофировой формации и незначительными по размерам интрузиями ранневарисских ультраосновных пород. Нарынская подзона характеризуется сравнительно бедными проявлениями вулканизма и несет в себе только одну группу ранневарисских интрузий. Для Чаткальской подзоны типично значительно более широкое распространение интрузивных пород, представленных несколькими группами верхнепалеозойских гранитоидов. Совершенно особое положение занимает Каржан-Тау — Кураминская подзона, в пределах которой вулканизм проявился с совершенно исключительной напряженностью, в результате чего подавляющая часть ее площади занята различными изверженными породами. Среди последних можно видеть неокаледонские и главным образом варисские интрузии в сочетании с серией верхнепалеозойских вулканогенных толщ.

Ниже приводится несколько более подробная характеристика развития средне- и верхнепалеозойского вулканизма на рассматриваемой территории[1]. Неравномерность распределения проявлений вулканизма в пространстве и времени наглядно иллюстрирует приложенная схема (табл. 1).

Наиболее древние из палеозойских проявлений вулканизма приурочены к Чаак-Тауской и Баубаш-Атинской подзонам. Разрез верхнего силура Атойнакского и Ферганского хребтов насыщен эффузивами спилитовой формации, среди которых указываются спилиты, порфириты и диабазовые порфириты. Характерно зеленокаменное состояние эффузивов, а также обилие шаровых и вариолитовых лав, свидетельствующих

[1]Допалеозойские и нижнепалеозойские проявления вулканизма приурочены к единичным выходам древнего фундамента и здесь не рассматриваются.

о подводном характере верхнесилурийских излияний. В горах Босбу-Тау и в восточной части Чаткальского хребта (западная часть Чаак-Тауской и южная часть Чаткальской подзон) более высокие горизонты разреза среднего палеозоя, относящиеся к нижней половине девона, также целиком сложены глубоко измененными кислыми эффузивами типа альбитофиров, фельзитов и их туфов. В целом эффузивы верхнего силура и нижней части девона относятся к типичной спилито-кератофировой формации.

В западной части Каржан-Тау — Кураминской подзоны (Могол-Тау, Калкан-Ата и т. д.) имеются небольшие выходы кварцевых и бескварцевых метаморфизованных альбитофиров, залегающих на сланцах нижнего силура и перекрытых низами среднего девона. Вероятно, эти эффузивы следует параллелизовать с девонскими эффузивами восточной части Чаткальского хребта.

Здесь же известен неокаледонский комплекс интрузий, прорывающий нижний силур и нижнедевонские (?) эффузивы и перекрытый среднедевонскими отложениями. В составе комплекса преобладают гранитоидные интрузии, площадью до 150 $км^2$. В других частях рассматриваемой территории неокаледонские интрузии неизвестны.

В течение среднего и верхнего девона и главной части нижнего карбона в рассматриваемом районе имело место спокойное осадконакопление и проявлений вулканизма, относящихся к этому периоду геологической истории, неизвестно.

Следующим по возрасту проявлением вулканизма является комплекс основных и ультраосновных интрузий, образующих многочисленные мелкие трещинные и пластовые тела в восточной части Чаак-Таусской подзоны. По данным Е. Н. Горецкой (1949 г.), возраст этих интрузий нижнекарбоновый. В состав комплекса входят габбро, габбро-диабазы, дуниты, перидотиты и серпентиниты.

Эти интрузии типичны лишь для внутренних частей среднепалеозойской геосинклинали Тянь-Шаня и распространены в основном за пределами рассматриваемой территории (южное обрамление Ферганы, хребет Атбаши и т. д.). Чрезвычайно характерна пространственная ассоциация комплекса ультраосновных интрузий с эффузивами спилито-кератофировой формации, отмеченная как в Чаак-Тауской подзоне, так и в южном обрамлении Ферганы (Кара-Чатырская подзона).

Близкими по возрасту являются небольшие приповерхностные интрузии визейских порфиритов, описанные Н. П. Васильковским (1946, 1948 гг.) из хребта Каржан-Тау (аркутсайские порфириты).

Со среднего карбона и вплоть до конца палеозоя начался период напряженного верхнепалеозойского поверхностного и интрузивного вулканизма, проявившегося во всей своей полноте лишь в Каржан-Тау — Кураминской подзоне. В других подзонах (Чаткальской, Нарынской и Чаак-Тауской) он проявился неизмеримо слабее и только лишь в интрузивной форме.

Верхнепалеозойский вулканизм Каржан-Тау — Кураминской подзоны специально изучался Н. П. Васильковским, разработавшим стратиграфию вулканогенных толщ и расчленившим интрузии на ряд комплексов различного возраста. Ход этого вулканизма с чередованием поверхностных излияний с периодами интрузивной деятельности показан в табл. 1[1]. Следует сразу же указать на постепенное ослабление проявлений вулканизма на отрезке геологического времени от среднего карбона до конца палеозоя. Насколько широко проявлены среднекарбоновые и верхнекарбоновые эффузивы и интрузии, настолько мало значение поздних проявлений постепенно угасавшего вулканизма.

[1] По сравнению с оригинальными схемами развития вулканизма Каржан-Тау — Кураминской подзоны Н. П. Васильковского, приведенные в таблице данные схематизированы и несколько видоизменены в соответствии со взглядами автора статьи.

В среднем карбоне в Каржан-Тау — Кураминской подзоне произошли очень большие излияния андезитовых, дацитовых и в меньшей степени липаритовых лав, сформировавших так называемую минбулакскую свиту.

Во второй половине среднего карбона, в связи с главной регионально проявившейся фазой варисской складчатости [1], произошло внедрение серии интрузий, объединенных под названием кураминского комплекса. Наиболее широко и полно этот комплекс выявлен в Каржан-Тау — Кураминской подзоне. Здесь имеется множество крупных гранодиоритовых интрузий, площадь которых колеблется в пределах от 200 до 2000 *км*². Все они, вероятно, объединяются в одну колоссальную межформационную интрузию, значительная часть которой внедрилась (по А. В. Королеву, 1940 г.) вдоль поверхности несогласия между нижним и средним палеозоем. Гораздо меньшее развитие интрузии этого комплекса имеют в пределах Чаткальской и Нарынской подзон, где они размещаются в сводах антиклинальных структур и в некоторых случаях даже внедрились в крупные трещинные зоны (Нарынская подзона). Интрузии Чаткальской и Нарынской подзон достигают 100—300 *км*², иногда бывают и меньшего размера.

Ведущее значение в составе комплекса имеют гранодиориты. Более ранние представители этого комплекса распространены незначительно и представлены габбро, диоритами, сиенито-диоритами и кварцевыми диоритами.

Среднекарбоновый возраст (по Е. Н. Горецкой) имеет группа многочисленных мелких штоков плагиогранит-порфиров, находящихся в пространственной ассоциации с ультраосновным комплексом Чаак-Тауской подзоны и не имеющих аналогов среди пород близкого по возрасту кураминского комплекса. Для плагиогранит-порфиров исключительно характерно широкое проявление постмагматической альбитизации.

Вся дальнейшая история вулканизма связана с Каржан-Тау — Кураминской и гораздо в меньшей степени с Чаткальской подзонами. В других частях рассматриваемой площади послесреднекарбоновый вулканизм неизвестен.

В конце среднего карбона и главным образом в верхнем карбоне происходило формирование Акташского вулканогенного комплекса. Этот комплекс, состоящий из трех свит, разделенных небольшими несогласиями, является наиболее распространенным среди всех прочих вулканогенных отложений Каржан-Тау — Кураминской подзоны. Нижняя половина комплекса (акчинская свита) характеризуется преимущественно дацитовым составом. Верхняя половина (сарысиюнская и оясайская свиты) почти целиком состоят из калиевых липаритов.

Исключительно характерной чертой всего акташского комплекса является широчайшее развитие туфолав или игнимбритов. Главная часть разреза вулканогенных толщ, общей мощностью до 4—4,5 *м*, была сформирована в результате грандиозных наземных извержений катмайского типа.

После образования акташского вулканогенного комплекса последовала предпермская фаза складчатости, с которой Н. П. Васильковский связывает внедрение предшурабсайского комплекса гранитоидных интрузий. Среди последних основное значение имеют крупные интрузии кизылсайских гранодиоритов, переходящих в граниты. Наиболее крупная из этих интрузий (свыше 1000 *км*²) расположена в Чаткальской подзоне в бассейнах Чаткала и Терса. Ряд крупных интрузий этого же типа известен в Каржан-Тау — Кураминской подзоне (Кизыл-Сай, Гудас

[1] Возраст этой фазы складчатости понимается по-разному. Большинство исследователей этой части Тянь-Шаня считает ее более ранней, относящейся к низам среднего карбона. Н. П. Васильковский полагает, что она имела место во второй половине среднего карбона.

и т. д.). Среди пород этого комплекса существенную роль играют также крупные (100—200 *км*²) интрузии порфировидных гранитов (арашанского или чаткальского типов), встречающиеся исключительно в Чаткальской подзоне. С этими гранитами в тесной пространственной связи находятся лейкократовые граниты терского или анаульганского типа, выделенные Е. М. Головиным (1948 г.). Возможно, что к этому же интрузивному комплексу относятся и некоторые из дайковых серий, широко распространенных в Каржан-Тау — Кураминской подзоне.

Следующим по возрасту проявлением вулканизма было излияние кислых и основных лав, слагающих верхнюю часть шурабсайской осадочно-вулканогенной толщи нижнепермского возраста. Эта толща особенно широко распространена в Каржан-Тау, в бассейне Аксак-Аты и в восточной части Чаткальского хребта (Гава-Сай). Хотя современные границы распространения этой осадочно-вулканогенной толщи и не могут соответствовать палеогеографическим границам ее распространения, тем не менее есть основания предполагать, что эффузивы шурабсайской толщи вряд ли покрывали всю территорию Каржан-Тау — Кураминской подзоны, а были сосредоточены в ее северной части в области широкого развития краевых разломов, ограничивающей верхнепалеозойское поднятие Чаткальской подзоны.

Эффузивы этого же возраста известны в бассейне Кассана в самой западной оконечности Чаак-Тауской подзоны.

После излияний, сформировавших шурабсайскую свиту, по Н. П. Васильковскому, происходило образование предравашского интрузивного комплекса, связанного с предверхнепермской фазой складчатости. К этому комплексу Васильковский относит большое число разнообразных интрузий. Подавляющее большинство этих интрузий залегает вне области распространения шурабсайской свиты, и вследствие этого возраст этих интрузий определяется не всегда убедительно. В связи с этим вполне вероятно, что часть отнесенных в этот комплекс интрузий на самом деле связана с другими интрузивными комплексами.

Наиболее древними в предравашском комплексе являются сиенито-диориты, сиениты и кварцевые диориты алмалыкского и бабайобского типа (Кураминский хребет) и следующие за ними гранодиориты, граносиениты и граниты куюндинского типа. Самыми распространенными породами комплекса являются красные лейкократовые граниты шайданского типа.

Красные лейкократовые граниты шайданского типа распространены в Каржан-Тау — Кураминской и Чаткальской подзонах. Обычно они слагают небольшие интрузии площадью до 70 *км*², нередко встречаются в виде штоков и трещинных интрузий размерами до 5—10 *км*². Для этих интрузий чрезвычайно типична насыщенность флюоритом. До 90% тяжелой фракции в искусственных шлихах составляет флюорит.

Гушсайские гранит-порфиры особенно распространены на северном склоне Кураминского хребта, где они слагают крупную интрузию, внедрившуюся по пологому контакту гранодиоритов кураминского комплекса с налегающей на него акчинской свитой.

Дальнейшее возобновление вулканической деятельности связывается с появлением верхнепермских основных и кислых эффузивов равашской свиты. Эти эффузивы имеют еще более ограниченное распространение, чем шурабсайские, и также приурочены главным образом к северной окраине Каржан-Тау — Кураминской подзоны. Проявления верхнепалеозойского поверхностного вулканизма заканчиваются формированием свиты кизылнуринских липаритов.

В верхней части долины Ангрена и в южной части Карамазара известны интрузивные аналоги кизылнуринской свиты, представленные крупными массивами липаритовых порфиров. Самый крупный Ангренский (Бабай-Таудорский) массив имеет площадь около 350 *км*².

Липаритовые порфиры этих приповерхностных интрузий имеют стекловатую основную массу и внешне не отличаются от эффузивов. Только внутренние части массивов более раскристаллизованы и приближаются по структуре к гранит-порфирам. Возраст кизылнуринских эффузивов и их интрузивных аналогов, по Н. П. Васильковскому, триасовый. Однако это заключение не имеет под собой достаточно надежных оснований — кизылнуринские эффузивы можно отнести и к верхней перми.

Заключительный этап интрузивной деятельности Каржан-Тау — Кураминской подзоны связывается с появлением ряда малых трещинных интрузий, даек и штоков различного состава (монцониты, сиениты, гранит-порфиры, фельзит-порфиры, диабазовые порфириты). Этот комплекс интрузий, выделяемый под названием послекизылнуринского, очень плохо изучен. Возраст их неясен. Они во всяком случае являются доюрскими, так как угленосные юрские отложения Ангрена лежат на их размытой поверхности. Н. П. Васильковский считает их нижнемезозойскими. Столь же вероятно считать их сформировавшимися в конце верхнего палеозоя.

Единичные проявления интрузивной деятельности, относящиеся к концу палеозоя, отмечены в горах Босбу-Тау, где они представлены мелкими штоками и дайками гранодиорит-порфиров, монцонит-порфиров и порфиритов, прорывающих нижнюю пермь. Возможно, что эти породы можно параллелизовать с послекизылнуринскими интрузиями Каржан-Тау — Кураминской подзоны.

Несмотря на то что альпийский тектогенез проявился на рассматриваемой территории достаточно широко, связанные с ним проявления молодого вулканизма практически совершенно отсутствуют, если не считать единичных мелких трещинных базальтовых тел и мелких покровов, залегающих в третичных отложениях долины Большого Нарына и в других местах.

Подводя итоги всему сказанному о вулканизме рассматриваемой части Тянь-Шаня, необходимо сопоставить все его проявления с этапами тектоно-магматического развития подвижных зон земной коры, по Ю. А. Билибину [1].

Наиболее ранние проявления вулканизма, связанные с начальным периодом существования и развития среднепалеозойской геосинклинали, — мощные излияния лав спилито-кератофировой формации (верхний силур — нижний девон). Они характерны для Фергано-Кокшаальской структурно-фациальной зоны. Вследствие своего ясно выраженного пространственного обособления во внутренней части геосинклинали, они не встречаются на главной части рассматриваемой территории и известны лишь в Баубаш-Атинской, Чаак-Тауской и отчасти Чаткальской подзонах.

Интрузии, типичные для ранних этапов развития геосинклинали, имеют очень небольшое распространение и представлены гранитоидами, проявившимися в Каржан-Тау — Кураминской подзоне в связи с неокаледонской складчатостью (нижний девон), а в Чаак-Тауской подзоне — более поздними гипербазитами (нижний карбон).

Исключительно широко представленные интрузии кураминского комплекса, связанные с началом превращения геосинклинали в складчатый пояс (среднекарбоновая складчатость), следует отнести к среднему этапу развития геосинклинали. Необходимо подчеркнуть, что если по возрасту и по отношению к главной складчатости кураминский интрузивный комплекс соответствует средним этапам развития геосинклинали, то в то же самое время по своему составу он имеет общие черты с интрузивными комплексами, характерными, по Ю. А. Билибину, для второй половины ранних этапов развития. Здесь имеется в виду присутствие

[1] См. статью Ю. А. Билибина «Общие принципы регионального металлогенического анализа».

в комплексе заметного количества кварцевых диоритов, диоритов, монцонитов и габбро.

Последующие проявления вулканизма отвечают средним и поздним этапам развития геосинклинали, в связи с которыми происходит полное превращение ее в складчатый пояс и дальнейшая консолидация. К числу этих проявлений относятся все верхнекарбоновые и пермские интрузии (предшурабсайский и предравашский комплексы) Чаткальской и Каржан-Тау — Кураминской подзон, а также грандиозные поверхностные излияния лав среднего и главным образом кислого состава (калиевые липариты). Последние, равно как и разнообразные представители малых и приповерхностных интрузий верхнепермского, быть может даже и нижнемезозойского, возраста (кизылнуринские интрузивные липариты, послекизылнуринские интрузии) исключительно характерны лишь для Каржан-Тау — Кураминской подзоны.

По обилию и масштабу проявлений интрузивного и поверхностного вулканизма, так же как и по длительности периода магматической активности, Каржан-Тау — Кураминская подзона занимает совершенно особое положение, выделяющее ее среди всех прочих частей рассмотренной территории. Эта особенность (по В. А. Николаеву) находит свое вероятное объяснение в специфических чертах ее геологического строения. Сокращенная мощность среднепалеозойского разреза и связанная с этим бо́льшая близость древнего фундамента обеспечивали возможность размещения крупных межформационных интрузий между нижним и верхним структурными ярусами, а также более легкое продвижение магматических масс к поверхности, что вызвало широкое проявление эффузивного вулканизма. Благоприятную роль, особенно в конце палеозоя, играли особенности тектоники Каржан-Тау — Кураминской подзоны, выраженные в существовании весьма обильных глубоких разломов, которые служили каналами для крупных излияний и вместилищем для многочисленных малых интрузий.

МЕТАЛЛОНОСНОСТЬ

Рассматриваемая часть Тянь-Шаня характеризуется широким распространением эндогенной, главным образом гидротермальной, рудной минерализации, создающей ряд промышленных месторождений металлов и большое количество рудопроявлений. Пространственное распределение минерализации в выделенных геологических подзонах неравномерно и в общем пропорционально интенсивности проявлений интрузивного вулканизма (табл. 2).

В Джаман-Даванской и Баубаш-Атинской подзонах, где интрузии не установлены, пока не обнаружено и рудопроявлений. В Чаак-Тауской подзоне с небольшим распространением интрузий известно ограниченное число рудопроявлений. Нарынская подзона, содержащая серию гранодиоритовых интрузий, несет более или менее крупные концентрации редких металлов и множество свинцовых рудопроявлений. Еще большее количество и разнообразие рудопроявлений и месторождений свинца, цинка и редких металлов наблюдается в Чаткальской подзоне, содержащей большое количество гранитоидных интрузий. В Каржан-Тау — Кураминской подзоне, характеризующейся исключительно интенсивным проявлением вулканизма, так же отчетливо проявляется и рудная минерализация. Здесь находится ряд месторождений разнообразных металлов, многие из которых имеют крупное промышленное значение.

Все проявления эндогенной минерализации рассматриваемой части Тянь-Шаня имеют варисский возраст и укладываются в неравноценные по значению возрастные группы, связанные с различными интрузивными комплексами, отвечающими последовательным этапам тектоно-магматического развития среднепалеозойской геосинклинали. Наиболее молодая

Таблица 2

Схема распределения проявлений эндогенной минерализации в северной части среднепалеозойской геосинклинали Тянь-Шаня

Геологический возраст	Интрузии, с которыми связывается оруденение		Ранневарисские подзоны: Баубаш-Атинская	Ранневарисские подзоны: Нарынская	Поздневарисские подзоны: Чаткальская	Поздневарисские подзоны: Чаак-Тауская	Поздневарисские подзоны: Каржан-Тау-Кураминская	Поздневарисские подзоны: Джаман-Даванская
Неоген	Связь с интрузиями не установлена			**Телетермальные** Свинцовые				[**Телетермальные** Свинцовые]
Верхняя пермь (или низы мезозоя)	Связь с интрузиями не установлена		**Метасоматические** Свинцово-цинковые (?) Сидеритовые	**Жильные** Свинцовые Серебро-свинцово-медно-сурьмяные Свинцово-флюоритовые	**Жильные** [Баритовые] Кварцево-гематитовые **Метасоматические** Свинцово-цинковые **Комплексные метасоматические** Флюоритовые (с баритом и галенитом) Мышьяково-висмутовые (со свинцом и цинком) [Серебро-свинцово-цинковые]	[**Метасоматические** Свинцово-цинковые]	**Жильные** Баритовые Флюоритовые (с баритом, галенитом) Кварцево-гематитовые (с медью) **Комплексные жильные и метасоматические** Мышьяково-свинцово-цинковые (с медью) Медно-висмутовые (со свинцом и цинком) Серебро-свинцово-цинковые **Скарновые** Свинцово-цинковые Магнетитовые	
Верхняя пермь (?)			[**Телетермальные** Сурьмяно-ртутные]		**Телетермальные** Сурьмяные [Ртутные]	**Телетермальные** Сурьмяные [Ртутные]		
Нижняя пермь и верхний карбон	Предгравашский комплекс	Гушсайские гранит-порфиры и гранодиорит-порфиры					**Вторичные кварциты** Медные Алунито-диаспоровые	
		Не установлены			**Жильные** Золото-мышьяковые Золото-пиритовые		**Жильные** Золото-турмалиновые	
		Лейкократовые граниты шайданского типа			**Пегматиты** Бериллоносные с молибденом, литием, флюоритом **Жильные** Кварцево-молибденитовые (с мышьяком) Кварцево-вольфрамитовые (с оловом и молибденом)		**Жильные** Кварцево-вольфрамитовые (с висмутом)	

Геологический возраст	Интрузии, с которыми связывается оруденение	Ранневарисские подзоны	
		Баубаш-Атинская	Нарынская
Нижняя пермь и верхний карбон	Предщурабсайский комплекс: Арашанские порфировидные граниты с фациями красных [терских] гранитов		
	Предщурабсайский комплекс: Кизылсайские гранодиориты		
Средний карбон	Кураминский комплекс: Гранодиориты, кварцевые диориты (сиенито-диориты, габбро)		**Контактово-метасоматические**: Шеелитовые (иногда с золотом, молибденом); Магнетитовые (иногда с кобальтом)
Нижний карбон	Перидотиты (дуниты, пироксениты, габбро)		

Примечание. Квадратными скобками выделены типы месторождений,

подзоны	Поздневарисские подзоны		
Чаткальская	Чаак-Тауская	Каржан-Тау-Кураминская	Джаман-Даванская
Пегматиты и грейзены: Бериллоносные с касситеритом; **Жильные**: Кварцево-касситеритовые			
Контактово-метасоматические: Магнетитовые с медью, свинцом, цинком; Молибденовые [Шеелитовые]			
Жильные и метасоматические: Пиритовые с медью, золотом, свинцом; **Контактово-метасоматические**: [Шеелитовые]; Магнетитовые		**Жильные**: Кварцево-шеелитовые; **Контактово-метасоматические**: Шеелитовые (с висмутом); Магнетитовые	
	Магматические: Платина и платиноиды; Хромиты		

нахождение которых вероятно на площади подзоны.

группа месторождений, относящаяся возможно к раннемезозойскому возрасту, а также проявления третичной минерализации не имеют видимой связи с интрузиями (рис. 2).

Ниже приводится характеристика отдельных возрастных групп месторождений и рудопроявлений.

Нижнекарбоновая группа. В связи с нижнекарбоновыми ультраосновными породами (дуниты, перидотиты, габбро), распространенными в Чаак-Тауской подзоне (хребет Атойнакский), находятся мелкие рудопроявления, едва заслуживающие упоминания. К числу их относятся небольшие хромитовые линзы в дунитах, а также единичные знаки платины и осмистого иридия в шлихах, взятых близ ультраосновных интрузий (рр. Ак-Джол, Сере-Су, Курп-Сай).

Среднекарбоновая группа. Главная среднекарбоновая фаза складчатости сопровождалась образованием большого количества крупных гранодиоритовых интрузий с подчиненными габбро, кварцевыми диоритами и сиенито-диоритами (кураминский комплекс). В связи с этими интрузиями находятся сравнительно немногочисленные проявления шеелитового и магнетитового оруденения в скарнах. Эти месторождения находятся в Нарынской, Чаткальской и Каржан-Тау — Кураминской подзонах, причем некоторые из них имеют промышленное значение.

Среди месторождений этой группы прежде всего следует назвать вольфрамовые. В Нарынской подзоне находится золото-шеелитовое месторождение Кумбель и шеелитовое (с молибденитом) месторождение Кашка-Су (Нарынское). Минерализация связана со скарнами, приурочена к их контактам и имеет обычный для этого типа состав.

В Кумбеле несколько резче, чем в типичных представителях этой генетической группы, подчеркнута оторванность рудного процесса от скарнового, выраженная в пространственном обособлении, рудной минерализации (карбонатных прожилков с золотом и шеелитом) вдоль трещин, выходящих за пределы скарновых тел.

В Каржан-Тау — Кураминской подзоне находятся два незначительных месторождения шеелитоносных скарнов, содержащих висмут — Ингирчак и Тамчи (Могол-Тау).

Гораздо шире распространены магнетитовые скарновые месторождения и рудопроявления, но среди них нет ни одного имеющего промышленное значение. Единственным месторождением, обладающим некоторыми запасами магнетитовых руд, является Сусинген (Чаткальская подзона, верховья Угама), но принадлежность его к этой возрастной группе не доказана и оспаривается Н. П. Васильковским (1948 г.), считающим его более молодым.

Как представители этого типа могут быть отмечены мелкие магнетитовые месторождения Калмак-Ашу, Мустыр, Ойкаин (Нарынская подзона), Кара-Арча (Чаткальская подзона), Сюрень-Ата, Исламташская группа (Каржан-Тау — Кураминская подзона). В некоторых магнетитовых месторождениях проявлена наложенная более низкотемпературная минерализация, представленная в одних случаях золотом и висмутом (Кара-Арча), в других — кобальтом (Мустыр).

В связи с интрузиями кураминского комплекса в юго-западном Могол-Тау (Каржан-Тау — Кураминская подзона) известны шеелитоносные кварцевые жилы, встречающиеся как внутри самих интрузий, так и во вмещающих сланцах силура (месторождение Кайрак).

По Д. И. Горжевскому, часть сложных по составу месторождений Кассанского рудного района (западная окраинная часть Чаак-Тауской подзоны), содержащих золото, пирит, медь, свинец и другие металлы, также имеет среднекарбоновый возраст. Этот вывод сделан на основании наблюдающейся пространственной ассоциации месторождений со среднекарбоновыми гранодиоритами. Однако этот вывод недостаточно обосно-

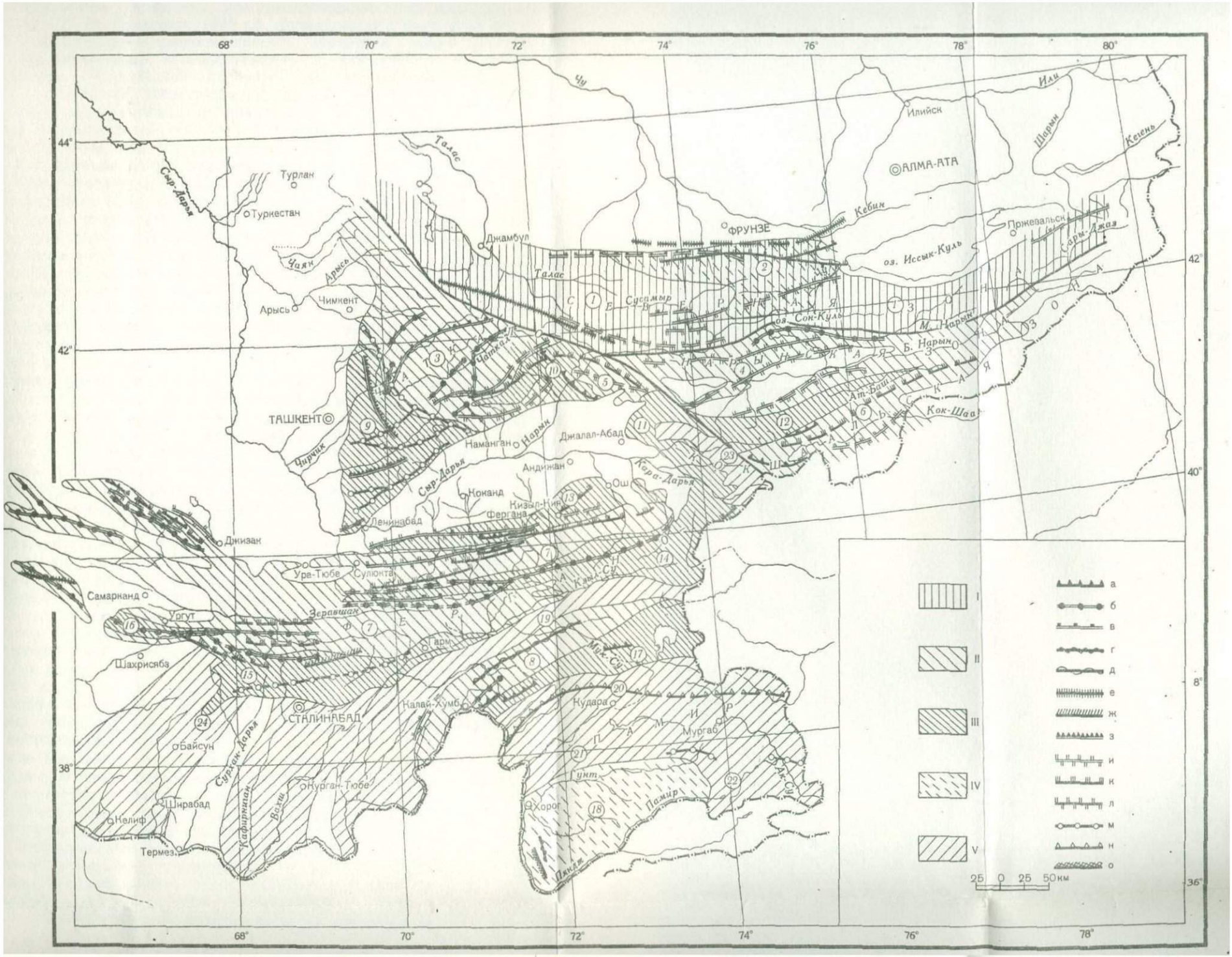


Рис. 2. *Схема металлогении Тянь-Шаня и Памира.* Составили Ю. А. Арапов, Е. Е. Карпова, Н. К. Морозенко, 1950 г.

Геологическое районирование

I—докембрийские и каледонские подзоны: *1*—Таласско-Терскейская; *2*—Киргизская; *II*—ранневарисские (доверхнекарбоновые) подзоны: *3*—Чаткальская, *4*—Нарынская, *5*—Баубаш-Атинская, *6*—Атбашинская, *7*—Гиссаро-Алайская, *8*—Калайхумб-Саук-Сайская; *III*—поздневарисские подзоны: *9*—Каржан-Тау-Кураминская, *10*—Чаак-Тауская, *11*—Яссинская, *12*—Джаман-Даванская, *13*—Кара-Чатырская, *14*—Северо-Алайская, *15*—Южно-Гиссарская, *16*—Западно-Зеравшанская, *17*—Дарваз-Каракульская; *IV*—варисские подзоны: 18—Южно-Памирская; *V*—*киммерийские и альпийские подзоны: 19*—Южно-Таджикская, *20*—Ванч-Язгулем-Ранг-Кульская, *21*—Рушанская, *22*—Восточно-Памирская, *23*—Восточно-Ферганская, *24*—Кугитангская

Группы месторождений

а—магматические с Fe, Ti, Cr, Pt; *б*—контактово-метасоматические и жильные с W, As, Fe, Co, Au, (Sn); *в*—жильные, грейзены, пегматиты с Sn, W, Be, (Mo, Li); *г*—пегматиты с горным хрусталем; *д*—жильные с пиритом и Au; *е*—жильные с Pb, Zn, Sn, As; *ж*—контактово-метасоматические с Fe, Pb, Zn; *з*—вторичные кварциты с Cu, (Mo), Al; *и*—метасоматические и жильные (телетермальные?) с Pb, Zn; *к*—телетермальные с Hg, Sb, F; *л*—телетермальные с Cu; *м*—жильные и метасоматические с Pb, Zn, Ag, Fe, Cu, Bi, As, флюоритом и баритом; *н*—жильные с горным хрусталем: *о*—флогопитовые

ван и, повидимому, в Кассанском районе распространено преимущественно более молодое — скорее всего верхнепермское оруденение.

Верхнекарбоновая и нижнепермская группа. К этой группе относятся разнообразные месторождения различных генетических типов, связанные с гранитоидными интрузиями верхнекарбонового и нижнепермского возраста, распространенными в Чаткальской и Каржан-Тау — Кураминской подзонах. Эти гранитоиды, по Н. П. Васильковскому (1948 г.) и Е. М. Головину (1948 г.), принадлежат к двум комплексам — предшурабсайскому и предравашскому. Интрузии обоих комплексов тесно ассоциированы в пространстве, и расчленение их, особенно в пределах Чаткальской подзоны, где отсутствуют верхнепалеозойские отложения, представляется автору недостаточно обоснованным надежным фактическим материалом. В частности, нет оснований считать предравашский комплекс и связанные с ними месторождения верхнепермскими, как это делает Н. П. Васильковский. Вследствие той неясности, которая до сих пор имеется в расчленении верхнекарбоновых и пермских (предшурабсайских и предравашских) гранитоидных интрузий, связанные с ними месторождения рассматриваются совместно, в пределах одной возрастной группы. Возрастная последовательность их внутри этой группы нуждается в дальнейшем уточнении.

Наиболее ранние представители предшурабсайской группы интрузий — кизылсайские гранодиориты и граниты сопровождаются незначительными по масштабу рудопроявлениями магнетита, молибдена, меди, свинца и цинка в скарнах. Среди них следует назвать молибденовое месторождение Чимган, полиметаллическое месторождение Пскем-Сай и магнетитово-полиметаллическое месторождение Ихнач (Чаткальская подзона).

Крупные интрузии гранитов арашанского (или чаткальского) типа, если не считать пегматитов, не сопровождаются минерализацией. С ранней лейкократовой фацией этих гранитов, выделенных Е. М. Головиным (1948 г.) под названием терских, связаны небольшие тела бериллоносных пегматитов, грейзены берилло-топазового и слюдяного состава с касситеритом (Каракизское касситеритовое месторождение), кварцевые жилы с топазом, флюоритом и пиритом и небольшие проявления скарнов с шеелитом, касситеритом и сульфидами. Все это оруденение незначительно по масштабу и практического интереса не представляет.

Несколько богаче металлами различные интрузии, объединенные Н. П. Васильковским (1946, 1947 гг.) в предравашский комплекс, следующий по возрасту за предшурабсайским.

С одним из ранних представителей этого комплекса — гранодиоритами куюндинского типа — Н. П. Васильковский связывает железорудное контактово-метасоматическое месторождение Сусинген. Верхняя возрастная граница гранодиоритовой интрузии, с которой связано это месторождение, не может быть точно установлена. Она залегает в известняках нижнего карбона и не обладает какими-либо особыми признаками, позволяющими достаточно обоснованно выделить ее из группы среднекарбоновых гранодиоритов, с которыми связаны контактово-метасоматические месторождения магнетита.

Четко выражена металлоносность лейкократовых гранитов шайданского типа. В тесной пространственной и генетической связи с ними находятся пегматиты и кварцевые жилы, а также скарны с редкометальным оруденением. Среди многочисленных мелких пегматитовых проявлений, ассоциирующихся с этими гранитами, промышленный интерес представляют бериллоносные пегматиты месторождения Беркрак (р. Ойгаинг, Чаткальская подзона), содержащие, кроме значительных скоплений берилла, литиевые слюды, топаз, флюорит и молибденит.

Наиболее распространенным и характерным типом оруденения, связанным с шайданскими гранитами, являются кварцевые жилы с редкоме-

тальным оруденением. Преимущественно встречается в ряде небольших месторождений вольфрамовое оруденение в виде вольфрамита (Саргардон, Ойгаинг, Тоялмыш). В существенно вольфрамитовых месторождениях обычен молибденит, несколько более редок касситерит (Ойгаинг, Саргардон). Всегда присутствуют сульфиды, а также нередки полевые шпаты, триплит и другие минералы. С этой же группой связаны кварцевые жилы с преобладающим молибденитовым оруденением и содержащие арсенопирит (Чепташ, Чавата). Для всех перечисленных месторождений характерны залегание в гранитных интрузиях или близ их контактов и однообразные околожильные изменения — грейзенизация и окварцевание.

Редкометальное оруденение, связанное с гранитами шайданского типа, широко распространено и в Чаткальской подзоне. В пределах Каржан-Тау — Кураминской подзоны известно лишь одно месторождение этого типа (Ашт-Сай).

Второй металлоносной интрузией предравашского комплекса являются гушсайские гранит-порфиры. С ними пространственно, а по мнению ряда исследователей и генетически, связана группа Алмалыкских месторождений, среди которых наибольшее значение имеет крупное медно-порфировое месторождение Алмалык (Большой Кальмакыр, Балыкты, Джанырбек), содержащее в существенном количестве молибден и золото. Месторождения алмалыкского типа имеют ограниченное распространение и пока известны только в небольшой части Каржан-Тау — Кураминской подзоны.

С гушсайскими гранит-порфирами связывают также небольшое молибденовое месторождение Яногоклы, расположенное на северном склоне Кураминского хребта (Абъяз-Сай), представляющее собой штокверк кварцевых прожилков с молибденитом среди серицитизированных и пиритизированных гранодиоритов.

Е. М. Головин и Н. П. Васильковский (1948 г.) связывают с гушсайскими гранит-порфирами необыкновенно широко проявленную алунит-диаспоровую минерализацию, имеющую промышленное значение (Ак-Таш, Гуш-Сай). Минерализация в этих месторождениях представлена вторичными кварцитами с алунитом, диаспором, корундом, агальматолитом, пирофиллитом и андалузитом. В некоторых месторождениях отмечена киноварь (Аксак-Ата), часто в незначительном количестве присутствует халькопирит. Месторождения эти обычно образованы за счет метасоматического изменения кислых верхнепалеозойских эффузивов или интрузивных пород. Проявления алунит-диаспоровой минерализации типичны для Каржан-Тау — Кураминской подзоны, но в других подзонах не установлены. Кроме перечисленных выше месторождений, в эту же возрастную группу отнесено несколько типов месторождений, возрастное положение которых неясно и определяется в значительной мере условно. Среди них шеелитовое месторождение Чорух-Дайрон и также ряд золоторудных месторождений.

Месторождение шеелитоносных скарнов Чорух-Дайрон связано с чорухдайронским комплексом интрузий неясного возраста. Оно не имеет аналогов в пределах рассматриваемой части Тянь-Шаня и отличается большим своеобразием. Шеелитоносные скарны этого месторождения содержат, кроме обычных скарновых минералов, скаполит и альбит, образованные путем высокотемпературного метасоматоза гранодиоритов, вне связи с карбонатными породами.

Среди золоторудных месторождений можно указать Чантлы-Таш (р. Сандалаш, Чаткальская подзона) и Сарта-Буткан (Каржан-Тау — Кураминская подзона). Первое из них представляет собой золотоносную кварцевую жилу с арсенопиритом, антимонитом, пирротином и халькопиритом. Второе, расположенное в рудном поле медно-порфирового месторождения Алмалык, также представлено кварцевой жилой с золотонос-

ным пиритом, гематитом и халькопиритом. Сопровождается она серицитизацией и турмалинизацией боковых пород.

Следует отметить, что в южной части Чаткальской подзоны, в бассейнах Сандалаша и Чаткала, вероятно, более широко распространены мелкие месторождения рудного золота типа Чантлы-Таша. Об этом можно судить по издавна известной золотоносности этих долин, в которых существовал старательский промысел.

В группе верхнекарбоновых и нижнепермских месторождений, относящихся к средним этапам тектоно-магматического развития варисской геосинклинали Тянь-Шаня, особенно широкое распространение имеют небольшие по масштабу месторождения вольфрама и молибдена в Чаткальской подзоне, важна также роль вторичных кварцитов с медным и алунит-диаспоровым оруденением в Каржан-Тау — Кураминской подзоне.

Верхнепермская (?) группа. К верхнепермской группе отнесена большая, важная по значению, весьма пестрая по составу серия месторождений, ведущее значение в которой имеют свинец, цинк, серебро, мышьяк, висмут и флюорит, образующие промышленные концентрации. Необыкновенно широко распространена непромышленная гематитовая, магнетитовая и баритовая минерализация.

По генетическому типу среди этой группы преобладают среднетемпературные (до низкотемпературных) гидротермальные месторождения. Встречаются достаточно часто и особого типа скарновые месторождения, залегающие вне контактов с интрузиями. Эти месторождения сосредоточены в пределах Каржан-Тау — Кураминской подзоны и придают своеобразный и характерный облик ее металлогении. Кроме того, они известны в южной и западной частях Чаткальской подзоны, сопредельных с Каржан-Тау — Кураминской.

Процессы минерализации, приведшие к образованию этих месторождений, проявились с необычайной широтой. На территории Каржан-Тау—Кураминской подзоны известно около 200 пунктов проявления свинцово-цинковой минерализации, среди которых имеется несколько крупных месторождений. Висмутовая минерализация встречена более чем в 25 пунктах, мышьяковая в 15, флюоритовая более чем в 30 пунктах. Все три типа образуют промышленные месторождения. В сотнях пунктов наблюдаются гематитовая и баритовая минерализации.

Установлена отчетливая связь всех месторождений (в том числе и скарновых) с разломами. Оруденение в месторождениях здесь контролируется сравнительно небольшими трещинными зонами, сопряженными с крупными разломами. Последние в свою очередь причленяются к еще более крупным региональным разломам.

Возраст этой группы месторождений до сих пор точно не выяснен. Известно, что они моложе всех интрузивных пород, встречающихся в Каржан-Тау—Кураминской подзоне. О всей группе в целом можно сказать, что она лишена видимой связи с интрузиями.

Разломы, с которыми связаны месторождения, имеют сложную историю развития. Многие из них были заложены в конце палеозоя еще до внедрения интрузий. В дальнейшем они испытали неоднократное обновление, причем в периоды этих новых движений развивались все новые и новые разломы и трещины. По некоторым из верхнепалеозойских разломов подвижки происходили и в альпийское время. Время, в которое происходило приоткрывание разломов и трещин перед началом процессов минерализации точно не выяснено.

Верхняя возрастная граница для этих месторождений устанавливается из того факта, что в юрских, меловых и палеогеновых отложениях, распространенных в Каржан-Тау—Кураминской подзоне, несмотря на самое внимательное изучение, не установлено признаков метаморфизма и какой-либо гидротермальной минерализации.

Всего естественнее предположить, что образование этих месторождений близко по времени с последними проявлениями угасающего варисского вулканизма, т. е. может относиться к концу перми или даже к основанию мезозоя, как это считает Н. П. Васильковский (1946 и 1947 гг.).

Ниже приводится краткая характеристика представителей группы месторождений, условно относимых к верхнепермским.

Скарновые месторождения. Кроме обычных минералов скарнов месторождения эти содержат свинцово-цинковую и магнетитовую минерализацию. Свинцово-цинковые и магнетитовые месторождения связаны часто промежуточными переходными типами. Первые нередко имеют большие размеры (Алтын-Топканская группа, Кан-Сайская группа и др.) и промышленно очень интересны. Магнетитовые месторождения, как правило, не промышленны (Гава-Сай, Туранглы, Ак-Кулак и др.). И те, и другие залегают в известняках, часто близ контакта с самыми разнообразными интрузиями или эффузивами, причем скарново-рудная минерализация накладывается на дайки фельзит-порфиров и диабазовых порфиритов, являющихся одними из наиболее молодых представителей верхнепалеозойских интрузивных пород. Минерализация контролируется не каким-либо определенным типом интрузий, а исключительно трещинами и их пересечениями. Характерны крутопадающие жилообразные, линзообразные и столбообразные скарново-рудные залежи. Минерализация месторождений обычно не сложная и распадается на два основных этапа — скарновый с магнетитом и более низкотемпературный, кварцево-сульфидный. Со вторым этапом связано отложение свинцово-цинковых руд, образующих вкрапленность и реже сплошные сульфидные руды среди скарнов.

Месторождения эти особенно распространены в Западном Карамазаре, Могол-Тау, а также в Чаткальском хребте (Гава-Сай), в тех местах, где обнажаются карбонатные породы среднего палеозоя.

Гидротермальные месторождения. Среди верхнепермской группы наиболее широко представлены разнообразные гидротермальные месторождения средних и низких температур образования. Большинство из них характеризуется комплексным многометаллическим составом и сложной минерализацией, происходившей в несколько этапов, развивавшихся на фоне внутриминерализационных тектонических подвижек. Все месторождения представляют собой околотрещинные минерализованные рудные зоны, пронизанные штокверком мелких прожилков. Сами трещины обычно (но не всегда) выполнены серией сложных ветвящихся жил. Комплексный состав оруденения, многоэтапность минерализации, телескопированность внутри ранних этапов минерализации и наличие колломорфных структур характеризуют эти месторождения как месторождения малых глубин образования. Исходя из ряда данных, можно предположить, что глубина их образования не превышает 1000 *м*.

Комплексный состав этих гидротермальных месторождений сильно затрудняет разделение их на отдельные типы. Границы между этими типами условны, и выделение их основано только на преобладании того или иного металла в связи с более интенсивным проявлением какого-либо этапа сложной многоэтапной минерализации.

Широко распространены свинцово-цинковые месторождения с высоким содержанием серебра, интенсивно разрабатывавшиеся в древности. Кроме Карамазара (Кан-и-Мансур, Тарыэкан, Джер-Камар), они распространены на северном склоне Кураминского хребта (Лашкерек, Мискан) и в западной оконечности Чаткальского хребта (Кумыш-Кан). Залегают они обычно в интрузивных и эффузивных породах и сопровождаются окварцеванием и серицитизацией боковых пород. Основными жильными минералами этих месторождений являются кварц, карбонаты

и барит. Обычно они связаны переходами со сложными медно-свинцово-цинковыми и мышьяково-свинцово-цинковыми месторождениями.

Большое практическое значение имеют некоторые комплексные месторождения, где ведущим рудным минералом является арсенопирит. Среди таких существенно мышьяковых месторождений выделяются мышьяково-полиметаллические (Такели, Канджол) и мышьяково-висмутовые (Устаросай, Бричмулла). Наиболее крупные из мышьяковых месторождений представляют собой метасоматические залежи в известняках и реже в интрузивных породах, сопровождающиеся окварцеванием и серицитизацией боковых пород. Жильными минералами являются кварц, карбонаты, редко барит. Наблюдается несколько этапов минерализации, причем в наиболее поздних, кроме сульфидов свинца, цинка и меди, появляются блеклые руды и марганцовистые карбонаты. В некоторых месторождениях этот этап минерализации пространственно обособляется (участок Уч-Очак в месторождении Такели).

Довольно многочисленны комплексные месторождения, в которых ведущую роль играет медно-висмутовая минерализация. В связи с этапом отложения халькопирита наблюдается процесс околорудной хлоритизации с образованием значительных масс железистого хлорита типа тюрингита. Концентрация висмута в отдельных месторождениях этого типа достигает значительных размеров. Медно-висмутовые месторождения особенно распространены в Восточной части Карамазара, но отдельные рудопроявления этого типа известны в других частях Каржан-Тау—Кураминской подзоны. В сочетании с медно-висмутовыми и полиметаллическими месторождениями, а чаще в виде самостоятельных рудопроявлений, очень широко распространенных по всей площади Каржан-Тау—Кураминской подзоны, встречаются кварцевые жилы с обильным гематитовым или медно-гематитовым оруденением.

В рассматриваемой группе весьма характерными являются флюоритовые месторождения. Наряду с мелкими многочисленными рудопроявлениями имеется ряд промышленных месторождений (Чибарг-Ата, Аурахмат, Чашлы, Наугарзан и др.). Все эти месторождения представляют собой жилы сложного строения, образовавшиеся в несколько этапов минерализации и залегающие вдоль трещин в интрузивных и эффузивных породах. Наряду с ведущим флюоритом они всегда содержат кварц, барит, а также незначительные количества галенита и халькопирита. Некоторым исключением являются флюоритовые месторождения Аурахмат и Пальтау, которые представляют собой линзообразные метасоматические межпластовые залежи кварцево-флюоритово-карбонатного состава с редкими сульфидами в известняках.

Исключительно характерна баритовая минерализация. Барит как существенный жильный минерал входит во все перечисленные выше типы месторождений. Кроме того, он слагает самостоятельные крупные жилы, сложенные почти чистым баритом с ничтожной примесью галенита и халькопирита. Некоторые из этих жил достигают крупных размеров (Могол-Тау) и представляют интерес как баритовые месторождения.

В этой же возрастной группе нами условно рассматриваются свинцово-цинковые и сурьмяные месторождения южного склона восточной части Чаткальского хребта (южная часть Чаткальской и западная часть Чаак-Тауской подзон). Соотношение этих месторождений с описанной в этом разделе верхнепермской минерализацией Каржан-Тау — Кураминской подзоны не выяснено, но, повидимому, они близки по возрасту.

Свинцово-цинковые месторождения относятся почти исключительно к метасоматическому типу и залегают среди известняков девона и карбона. Как установлено в самое последнее время, некоторые из них имеют серьезное промышленное значение (Сумсар). Рудные минералы

в них почти исключительно представлены галенитом и сфалеритом. Более редкими являются пирит и халькопирит. Сопровождающие жильные минералы обычно представлены разнообразными карбонатами, реже отмечается барит.

Проявления сурьмяной минерализации известны среди пермских отложений грабена р. Кассан, но главная масса их залегает в породах нижнего и среднего палеозоя. Сурьмяная минерализация также представляет значительный практический интерес. Наряду с мелкими рудопроявлениями имеются промышленные сурьмяные месторождения (Кассан, Терек). Оруденение представлено по преимуществу антимонитом. Кроме последнего, установлены пирит, марказит, джемсонит, реальгар, бурнонит и сфалерит. Жильные минералы состоят из кварца, кальцита и барита. Аналитическим путем в рудах месторождения Терек обнаружено существенное содержание золота.

Кроме сурьмяной минерализации, в бассейне Кассана известны незначительные рудопроявления ртути (Орто-Сай). Как свинцово-цинковые, так и сурьмяные месторождения находятся вне видимой связи с интрузиями.

Обращает на себя внимание то, что в некоторых свинцово-цинковых рудопроявлениях этой группы отмечается заметное количество сурьмы, приуроченной к блеклым рудам (Чапчама, Чий-Сай и др.). Это обстоятельство А. В. Пуркин (1950 г.) использует как один из аргументов для доказательства одновозрастности сурьмяных и свинцово-цинковых месторождений.

Верхнепалеозойские месторождения ближе не определенного возраста. В северной части Нарынской подзоны среди известняков и песчаников нижнего и среднего карбона известно значительное количество небольших свинцовых рудопроявлений. Обычно это трещинные карбонатные или баритовые жилы с галенитом (Бардам-Бот, Тавал-Гаты, Донгруме, Уч-Учат и др.). В отдельных случаях галенит ассоциирован с флюоритом, образующим заметные скопления (Куртка, Сулу-Куртка).

Особняком стоит сурьмяно-серебряно-свинцовое месторождение Бугулутер с галенитом, джемсонитом, халькопиритом, арсенопиритом и пирротином. Рудные тела этого месторождения представляют метасоматические залежи в известняках девона.

Верхняя возрастная граница для этих месторождений и рудопроявлений неизвестна. Поскольку минерализация захватывает среднекарбоновые отложения, ее можно с достаточным основанием считать верхнепалеозойской. По аналогии со сходной минерализацией, известной в Каржан-Тау—Кураминской и Чаткальской подзонах, можно предполагать, что она имеет пермский и даже верхнепермский возраст.

Третичная группа. В заключение следует сказать несколько слов о проявлениях молодой минерализации. Месторождения третичного (неогенового) возраста известны лишь в Нарынской подзоне. Представлены несколькими небольшими месторождениями свинца, залегающими среди известняков нижнего карбона и неогеновых конгломератов (Ак-Шийрякские месторождения). Представляют собой мелкие жилы, сложенные галенитом и барито-целестином. В небольшом количестве содержат флюорит и ковеллин. По характеру минерализации относятся к низкотемпературным месторождениям телетермального типа.

Почти все проявления эндогенной минерализации в северной части среднепалеозойской геосинклинали Тянь-Шаня соответствуют средним и поздним этапам ее геологического развития. Минерализация ранних этапов практически не имеет никакого значения. Вместе с тем необходимо отметить, что вся эндогенная минерализация, связанная с кура-

минским комплексом интрузий и относящаяся несомненно к началу средних этапов развития геосинклинали, несет в себе черты, типичные, по Ю. А. Билибину[1], для минерализации более ранних этапов. Здесь имеется в виду довольно широкое проявление (хотя обычно и в непромышленных концентрациях) контактово-метасоматических рудопроявлений магнетита, количественно несомненно преобладающих над шеелитовыми и молибденовыми. Эти особенности минерализации тесно увязываются с особенностями состава кураминского комплекса, выделяющими его из ряда обычных интрузивных комплексов средних этапов развития геосинклинальных зон, что и отмечено при описании вулканизма.

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ПЕРСПЕКТИВНОСТЬ ОТДЕЛЬНЫХ ПОДЗОН

Северную часть среднепалеозойской геосинклинали Тянь-Шаня В. Н. Огнев (1948 г.) разделил на две группы подзон, различающихся по характеру стратиграфического разреза и по возрасту складчатости. К первой группе он отнес ранневарисские подзоны, закончившие в среднем карбоне геосинклинальный период развития; ко второй группе — поздневарисские подзоны, существовавшие в виде геосинклинальных депрессий и в верхнем палеозое, вплоть до верхней перми.

Ниже приводится краткая общая характеристика этих подзон, в которой главное внимание уделяется существующей и предполагаемой металлоносности.

РАННЕВАРИССКИЕ ПОДЗОНЫ

Чаткальская подзона (Чаткальский, Пскемский и Угамский хребты, хребет Босбу-Тау) представляет собой часть северной окраины среднепалеозойской геосинклинали Тянь-Шаня и сложена в основном породами среднего палеозоя, разрез которого отвечает чаткало-нарынскому типу фаций. Характеризуется обилием гранитоидных интрузий среднекарбонового, верхнекарбонового и, возможно, пермского возраста.

В Чаткальской подзоне распространена эндогенная минерализация различных типов. Наиболее ранняя среднекарбоновая минерализация связана с гранодиоритами и представлена контактово-метасоматическими месторождениями железа. Некоторые из известных в подзоне контактово-метасоматических месторождений железа и молибдена имеют более поздний верхнекарбоновый возраст и связаны с кизылсайскими гранодиоритами. Особенно типична для подзоны верхнекарбоновая и пермская редкометальная минерализация, связанная с гранитами. Эта минерализация представлена кварцевыми жилами, грейзенами и пегматитами с вольфрамом, оловом, молибденом и бериллием, образующими небольшие по запасам месторождения (Саргардон, Ойгаинг, Аютюр, Тоялмыш, Беркрак и др.). Известны жильные золото-мышьяковые рудопроявления (Чантлы-Таш). В юго-восточной периферии Чаткальской подзоны имеются месторождения сурьмы, приуроченные к нижнепалеозойским толщам, и метасоматические свинцово-цинковые месторождения (Сумсар, Беркут-Уя, Герхана, Афлатун), залегающие в известняках среднего палеозоя. Оба типа месторождений не имеют видимой связи с интрузиями. Возраст их неизвестен, но скорее всего они относятся к группе пермских месторождений.

В западной периферической части подзоны имеется промышленно важная висмутовая, мышьяковая и флюоритовая минерализация, чуждая для нее и распространяющаяся сюда из смежной Каржан-Тау-Курамин-

[1] См. статью Ю. А. Билибина «Общие принципы регионального металлогенического анализа».

ской подзоны. (Бричмулла, Устаросай, Аурахмат). Минерализация имеет верхнепермский или нижнемезозойский возраст и не связана с известными в подзоне интрузиями.

Все перечисленные типы гидротермальной рудной минерализации Чаткальской подзоны не определяют полностью ее возможной рудоносности. Бассейны Сандалаша и верхней части Чаткала с их многочисленными гранодиоритовыми интрузиями среднекарбонового и, возможно, и верхнекарбонового возраста перспективны для поисков контактово-метасоматических шеелитовых месторождений (типа Кашка-Су и Кумбеля), а также мелких месторождений рудного золота.

Очень интересны западная и частично южная периферия Чаткальской подзоны, представляющие собой область широкого распространения глубоких краевых разломов, развивающихся по границе Каржан-Тау—Кураминской верхнепалеозойской депрессии. Здесь имеются проявления верхнепермской минерализации, типичной для Каржан-Тау — Кураминской подзоны, и возможны находки промышленных месторождений мышьяка, висмута и флюорита.

Вся Чаткальская подзона и хребет Босбу-Тау представляется областью возможного распространения метасоматических свинцово-цинковых месторождений типа Сумсара и Герханы среди карбонатных отложений девона и карбона. Здесь могут быть найдены новые месторождения свинца и цинка промышленного значения.

Нарынская подзона (бассейн р. Нарын к востоку от Ферганского хребта). Часть северной окраины среднепалеозойской геосинклинали Тянь-Шаня, сложенная осадками среднего палеозоя, представленными чаткало-нарынскими фациями. Характеризуется сравнительно небольшим числом среднекарбоновых гранодиоритовых интрузий с подчиненными габбро и кварцевыми диоритами.

Рудная эндогенная минерализация представлена главным образом контактово-метасоматическими месторождениями магнетита (Калмак-Ашу, Ойкаин) и шеелита, иногда с молибденитом и золотом (Кумбель, Кашка-Су Нарынское). Первые из них не представляют практической ценности, последние же образуют небольшие промышленные месторождения. Кроме того, известны небольшие телетермальные месторождения свинца верхнепалеозойского (хребет Кавак-Тау) и третичного (хребет Ак-Шийряк) возраста.

Участки развития среднекарбоновых интрузий характеризуются сравнительно хорошей поисковой изученностью и вследствие этого вряд ли содержат в себе крупные шеелитовые месторождения, однако новые мелкие месторождения этого типа вполне вероятны.

Главная часть Нарынской подзоны с ее мощными карбонатными толщами и обилием глубоких разрывов как вдоль границы с Северной зоной Тянь-Шаня, так и по окраине молодой впадины Нарына, перспективна в отношении свинцово-цинковой минерализации телетермального типа верхнепалеозойского и третичного возраста.

Баубаш-Атинская подзона (горный узел Баубаш-Ата и сопредельные части Айтонакского и Ферганского хребтов) принадлежит к Ферганo-Кокшаальской внутренней части среднепалеозойской геосинклинали Тянь-Шаня, и вследствие этого разрез ее резко отличается от разрезов Чаткальской и Нарынской подзон своей большой мощностью и фациальным составом. Интрузий в подзоне не установлено, за исключением нескольких выходов серпентинитов, приуроченных к ее северо-восточной и южной частям (р. Куровес и правобережье Нарына). Проявления эндогенной рудной минерализации в подзоне единичны и совершенно не изучены. Среди них известны мелкие проявления свинцового оруденения (Таналды-Кан, Нура) и сидеритовое рудопроявление Зиндан. Перспективность подзоны неясна. Наиболее вероятны сурьмяно-ртутные и свинцовые месторождения.

Каржан-Тау — Кураминская подзона (Кураминский хребет с Карамазаром и Могол-Тау, юго-западное окончание Чаткальского хребта, хребет Каржан-Тау) относится к Чаткало-Нарынской структурно-фациальной зоне Тянь-Шаня и характеризуется особенностями истории геологического развития, выражающимися в ряде признаков, резко выделяющих ее среди других рассмотренных подзон. К числу их следует отнести: сокращенную мощность среднего палеозоя, проявление неокаледонской складчатости, исключительное развитие верхнепалеозойского поверхностного и интрузивного вулканизма, вулканогенное происхождение мощного верхнепалеозойского разреза и обилие глубоких разломов и трещин.

Все эти особенности обусловливают многочисленность и разнообразие состава проявлений эндогенной минерализации в Каржан-Тау — Кураминской подзоне, что также подчеркивает ее отличие от других подзон описываемой части Тянь-Шаня. Сразу же следует отметить, что, несмотря на разнообразие и многочисленность возрастных групп минерализации, основное ведущее значение, определяющее весь облик металлогении Каржан-Тау — Кураминской подзоны, имеет молодая верхнепермская (или нижнемезозойская) минерализация свинцового, цинкового, серебряного, медного, висмутового, мышьякового, гематитового, флюоритового и баритового состава. С этой минерализацией связана основная группа промышленно ценных месторождений.

Наиболее ранней минерализацией Каржан-Тау — Кураминской подзоны является среднекарбоновая, связанная с гранодиоритами кураминского комплекса. К ней относятся непромышленные контактово-метасоматические магнетитовые (Сюрень-Ата, Исламташская группа) и шеелитовые (Ингырчак, Тамчи) месторождения, а также кварцево-шеелитовая минерализация (Кайрак). Имеются единичные проявления пермской непромышленной кварцево-вольфрамитовой минерализации, связанной с лейкократовыми гранитами (Аштсай).

Очень интересна довольно широко распространенная несколько более поздняя пермская минерализация, связанная с гушсайскими гранит-порфирами и представленная вторичными кварцитами с медным или алунит-диаспоровым оруденением. Оба типа в отдельных случаях образуют крупные промышленные месторождения (Алмалык, Ак-Таш). Следующей по возрасту и главной по распространению является верхнепермская (или нижнемезозойская) минерализация, необычайно широко распространенная по всей площади подзоны и даже выходящая за ее пределы в прилежащие окраинные части Чаткальской подзоны. Минерализация эта не имеет видимой генетической связи с интрузиями и контролируется крупными разломами и сопряженными с ними трещинами.

Представители этой группы делятся на два генетических типа — высокотемпературные скарновые и более низкотемпературные гидротермальные. К первым относятся свинцово-цинковые месторождения Карамазара, среди которых имеются весьма крупные промышленные объекты (Алтын-Топканская группа, Кан-Сай), а также непромышленные магнетитовые месторождения (Туранглы, Аткулак, Гава-Сай). Среди вторых главную промышленную ценность представляют серебро-свинцовые, мышьяковые, висмутовые и флюоритовые месторождения. Серебро-свинцовые месторождения интенсивно разрабатывались в древности (Кан-и-Мансур, Лашкерек).

Каржан-Тау — Кураминская подзона геологически детально изучена. Здесь в большом объеме проводились поисковые работы, но тем не менее могут быть установлены новые месторождения, главным образом из молодой верхнепермской группы. Наиболее вероятны промышленные концентрации свинца, мышьяка, висмута, флюорита и барита. Возможны гидротермальные никель-кобальтовые рудопроявления.

Выявление новых крупных свинцово-цинковых месторождений скарнового типа менее вероятно, так как распространение их определяется не только трещинными структурами, но и наличием благоприятных вмещающих пород — известняков. Последние встречаются главным образом в западной, наиболее хорошо исследованной, части подзоны. В то же самое время возможно значительное увеличение перспектив известных месторождений и рудных полей за счет обнаружения крупных слепых рудных тел (Такели, Джангалык, Алтын-Топканская группа и др.).

В процессе дальнейших поисковых работ необходимо учитывать связь отдельных рудных узлов с крупными разломами и внимательно изучать рудоконтролирующие трещинные структуры.

Чаак-Тауская подзона (хребты Чаак-Тау и Атойнакский с прилежащей частью долины Нарына и южный склон Чаткальского хребта до Сары-Чилека) по составу фаций среднего палеозоя является переходной от Чаткало-Нарынской к Фергано-Кокшаальской структурно-фациальной зоне. Главным образом сложена отложениями верхнего палеозоя. В восточной части подзоны разрез отличается сокращенной мощностью среднего палеозоя. Насыщена весьма большим количеством нижнекарбоновых мелких трещинных интрузий и штоков основных и ультраосновных пород (габбро, перидотиты, дуниты, серпентиниты). Содержат также мелкие интрузии среднекарбоновых плагиогранит-порфиров.

Проявления эндогенной минерализации связаны с ультраосновными породами и представлены линзами хромитов в дунитах, а также знаками платины и платиноидов в шлихах, взятых близ интрузий. В западной части подзоны (р. Кассан) по границе ее с Чаткальской подзоной имеются многочисленные рудопроявления сурьмы и ртути и единичные промышленные сурьмяные месторождения, а также метасоматические свинцово-цинковые месторождения. Последние по существу приурочены к пограничной области между Чаткальской и Чаак-Тауской подзонами и уже упомянуты выше при характеристике металлогении Чаткальской подзоны. В целом металлогения Чаак-Тауской подзоны чрезвычайно напоминает металлогению Кара-Чатырской подзоны, расположенной вдоль южной окраины Ферганской долины.

Перспективность Чаак-Тауской подзоны рисуется в следующем виде. Многочисленные мелкие интрузии гипербазитов могут служить источниками для образования платиновых россыпей, но тем не менее нахождение сколько-нибудь существенных концентраций платины в силу неблагоприятных геоморфологических условий района мало вероятно.

Присутствие сурьмяных месторождений на р. Кассан, а также киноварь, установленная в шлихах в восточной части подзоны (верховье р. Турдук), заставляет считать Чаак-Таускую подзону областью вероятного распространения сурьмяно-ртутных месторождений.

Граница с Чаткальской зоной перспективна для поисков новых метасоматических месторождений свинца и цинка типа Сумсара и Герханы.

Сравнительно детальная геологическая изученность южного склона Чаткальского хребта не исключает присутствия здесь новых месторождений, и этот район может быть рекомендован для поисков сурьмы, ртути, свинца и цинка.

Джаман-Даванская подзона (хребет Джаман-Даван и область, расположенная севернее Атбашинского хребта) в основном сложена отложениями верхнего палеозоя, достигающими большой мощности. Интрузивных пород и рудных проявлений в подзоне неизвестно, и перспективность ее в рудном отношении неясна. В области, пограничной с альпийскими депрессиями рр. Атбаши и Нарына с их многочисленными краевыми разломами, возможно наличие молодых свинцовых месторождений акшийрякского типа.

ЛИТЕРАТУРА

Васильковский Н. П. К истории верхнепалеозойского и мезозойского (?) вулканизма в Западном Тянь-Шане. Сов. геол., № 12, 1946.

Васильковский Н. П. Новые данные о возрасте верхнепалеозойских интрузий юго-западных отрогов Тянь-Шаня. Изв. АН Узб. ССР, № 2, 1947.

Васильковский Н. П. К открытию послеюрских гранитов в Западном Тянь-Шане. Тр. Инст. геол. АН Узб. ССР, 1948.

Ю. А. Арапов

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ИСТОРИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ, ВУЛКАНИЗМА И МЕТАЛЛОГЕНИИ АЛАЙСКОЙ ГОРНОЙ СИСТЕМЫ

ВВЕДЕНИЕ

Под Алайской горной системой мы в настоящей статье подразумеваем обширную горную страну, относимую обычно к южным дугам Тянь-Шаня, ограниченную с севера Ферганской долиной и Кызыл-Кумами, а с юга — долинами рр. Вахш, Сурхан-Дарья и Аму-Дарья. Таким образом, в Алайскую горную систему, помимо основных крупных хребтов — Алайского, Туркестанского, Зеравшанского и Гиссарского, — нами включены и их более западные и юго-западные отроги, представленные Нуратинским, Зиатдинским, Зирабулакским, Байсунским и другими более мелкими хребтами.

По своему геологическому положению рассматриваемая часть территории Средней Азии относится, согласно предложенному В. А. Николаевым делению, к внутренней части Тянь-Шаньской среднепалеозойской геосинклинали, развитие которой завершилось в различные периоды среднего и верхнего палеозоя, причем к концу палеозоя она окончательно сформировалась как геоантиклинальная зона.

В настоящее время Алайская горная система отделена от расположенных севернее дуг собственно Тянь-Шаня крупной межгорной впадиной Ферганской долины. Можно предполагать, что в палеозойское время эта впадина еще не была сформирована и, таким образом, при перемещении от северного к южному обрамлению современной Ферганской долины наблюдался лишь переход от внешней к более внутренним частям палеозойской геосинклинали. В такой же степени условна для палеозойского времени проводимая нами граница между Алайской горной системой и Северным Памиром, представлявшим в палеозое также в основном область накопления осадков.

Задачей настоящей статьи является рассмотрение основных особенностей геологического строения, вулканизма и металлогении Алайской горной системы и анализ ее территории с точки зрения перспективности нахождения определенных групп эндогенных рудных месторождений. Статья составлена автором на основании проработки обширной литературы по рассматриваемому району и личных полевых исследований. Изученность рассматриваемой громадной территории далеко не равноценна. В то время как для одних районов и месторождений имеются сравнительно подробные материалы, освещающие с достаточной полнотой интересующие нас вопросы, для многих участков и месторождений Алайской горной системы эти данные крайне скудны и отрывочны и их истол-

кование представляет значительные затруднения. Поэтому, естественно, в предлагаемой ниже статье многие проблемы, касающиеся вопросов возрастного положения отдельных интрузивных комплексов, связи с ними месторождений, закономерностей пространственного распределения этих месторождений, оценки их перспективности и ряда других вопросов, освещены с различной обоснованностью и уверенностью [1].

Изучение материала показало, что в отношении образования эндогенных рудных месторождений для Алайской горной системы наибольший интерес представляет палеозойский период истории ее геологического развития, причем главная масса месторождений связана с верхнепалеозойским вулканизмом. Поэтому палеозойскому периоду истории геологического развития страны в статье уделяется основное внимание. Согласно принимаемому автором тектоническому районированию, проведенному в основном В. Н. Огневым и Н. М. Синицыным, на рассматриваемой территории могут быть выделены четыре подзоны верхнекарбоновых депрессий: Кара-Чатырская, Северо-Алайская (Сурметашская), Южно-Гиссарская и Западно-Зеравшанская, между которыми расположена Гиссаро-Алайская подзона предверхнекарбоновых геоантиклинальных поднятий. В качестве отдельной подзоны может быть также выделена Кугитангская, являющаяся областью погружения палеозойского фундамента под мощные отложения мезо-кайнозоя. Такое же погружение палеозойского фундамента наблюдается по направлению на запад, в область равнинной части Средней Азии.

СТРАТИГРАФИЯ И ИСТОРИЯ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Краткие данные о характере стратиграфического разреза Алайской горной системы сведены нами в табл. 1.

Достоверные отложения *допалеозойского возраста* в пределах Алайской горной системы неизвестны. Предположительно некоторыми авторами к докембрию отнесены метаморфические толщи (гнейсы, кварциты, мраморы) района хребтов Султан-Уиз-Дага и Гиссарского, но вполне возможен и более молодой их возраст. По Н. М. Синицину, к докембрию может быть также отнесена толща зеленоватых метаморфизованных сланцев в долине р. Ак-Бура, отличающаяся значительно бо́льшим метаморфизмом по сравнению с расположенными вблизи отложениями среднего кембрия и нижнего силура.

Наиболее древние фаунистически охарактеризованные отложения *нижнего палеозоя* относятся к *нижнему и среднему кембрию*. Они установлены в виде отдельных небольших по площади выходов среднего кембрия в Нуратинских горах, западной части Туркестанского хребта, в долине р. Араван и урочище Шодемир. В Туркестанском Кара-Тау были установлены также выходы отложений нижнего кембрия. Кембрийские отложения имеют видимую мощность до 600—800 *м* (возможно, что она значительно больше, так как нижняя граница кембрия неизвестна). Эти отложения представлены известняками, глинистыми сланцами и песчаниками. Магматические породы неизвестны. Метаморфизм пород незначительный. Отложения верхнего кембрия нигде не установлены, взаимоотношение с лежащими выше отложениями верхнего силура не отчетливо, и лишь в одном случае (р. Араван) имеются указания о предполагаемом трансгрессивном налегании верхнего силура на средний кембрий. На основании перерыва в отложении устанавливается предположительная каледонская складчатость верхнекембрийского возраста.

---

[1] В настоящей статье не затрагиваются вопросы о роли вмещающих пород и разломов, складок и других рудоконтролирующих структур, так как решение вопроса о роли этих факторов должно базироваться на более детальных геологических картах, еще не составленных для Алайской горной системы.

Таблица 1

Характеристика стратиграфического разреза осадочных толщ Алайской горной системы

Система, отдел, ярус	Мощность	Литологический состав	Распространенность
Кембрий			
Нижний кембрий	Не менее 600—800 *м*	Глинистые сланцы с прослоями известняков	Очень ограниченная
Средний кембрий	—	Глинистые сланцы, известняки, песчаники	Очень ограниченная
Силур			
а) Нижний силур	Повидимому незначительна	Черные глинистые сланцы с прослоями известняков	Ограниченная
б) Верхний силур	До 4000—5000 *м*		Широкая
Лландовери		Песчано-сланцевая свита с прослоями эффузивов, конгломератов и известняков в верхах разреза	
Уинлок Лудлоу		Известняки и известково-сланцевые свиты с прослоями конгломератов, песчаников, эффузивов	
Девон			
Монакские и герцинский ярусы Эйфельский и живетский ярусы Франский и фаменский ярусы	До 1500—2000 *м*, на востоке до 4000 *м*. Часто мощность не постоянна	Преобладают известняки. Реже песчано-сланцевые фации и эффузивы. Более широкое развитие эффузивов на востоке и, возможно, в районе юго-западных отрогов Гиссарского хребта	Широкая
Карбон			
Нижний карбон-турнейский (не всегда) и визейский ярусы	Непостоянна, от 100—200 до 1000 *м*. В юго-западной части Гиссарского хребта до 4000 *м*	Известняки. В юго-западной части Гиссарского хребта наряду с известняками эффузивы и терригеновые осадки	Широкая
Средний карбон-два типа разреза	Различна. В разрезах 1-го типа 100—300 *м*; в разрезах 2-го типа до 1500 *м*	В разрезах 1-го типа известняки и терригеновые осадки небольшой мощности. В разрезах 2-го типа мощные терригеновые толщи, известняки и в верхах—эффузивы	Широкая
Верхний карбон	Вместе с C_2 до 3000—5000 *м*. Сильно колеблется	Преимущественно терригеновые осадки с подчиненными известняками и эффузивами	Широкая
Пермь			
Нижняя пермь	Обычно сотни метров, часто нерасчлененный C_3—P_1	Песчано-сланцевые толщи, конгломераты. В районе юго-западных отрогов Гиссарского хребта эффузивы	Небольшая и средняя

Продолжение табл. 1

Система, отдел, ярус	Мощность	Литологический состав	Распространенность
Триас			
Верхний триас	Небольшая, до 100—200 *м*	Песчаники, сланцы, конгломераты	Ограниченная
Юра			
Нижняя и средняя юра для северных районов	300—500 *м*	Континентальные фации—конгломераты, песчаники, глины, угли	На севере и западе небольшая
Нижняя, средняя и верхняя юра для Гиссара	До 1500 *м*	Континентальные лагунные и морские фации—конгломераты, песчаники, угли, алевриты и другие	
Мел			
Для Гиссара и западных районов	300—500 *м*	Морские и континентальные фации—гипсово-глинистые толщи, известняки, глины, песчаники и др.	Широкая или ограниченная
Третичные			
Палеоген	300—500 *м*	Морские фации, известняки, доломиты, конгломераты, песчаники и др.	Широкая
Неоген	300—500 *м* до 2—4 *км*	Преимущественно континентальные толщи—соленосные, глинистые, песчаники с прослоями известняков. Конгломераты	

Отложения нижнего силура установлены лишь в долине рр. Ак-Бура и Киргиз-Ата. Здесь они подчинены отложениям верхнего силура, перекрывающим их без углового несогласия, и представлены глинистыми сланцами с тонкими прослойками известняков. Видимая мощность незначительная. Возможно, что отложения нижнего силура, подстилающие мощные толщи верхнего силура, распространены более широко, но, конечно, по сравнению с последними они имеют резко подчиненное значение.

Отложения среднего палеозоя развиты широко, мощность их значительна.

Верхнесилурийские отложения исключительно широко распространены, охарактеризованы в ряде мест фаунистически и достигают 4000—5000 *м* мощности. По составу они разнообразны — представлены сланцами, песчаниками, известняками, известково-сланцевыми толщами и реже конгломератами и преимущественно основными эффузивами. Наблюдается частое изменение мощности и фациального состава, особенно отчетливо проявленное в меридиональном направлении и менее резко выраженное в широтном направлении.

Эти изменения разреза верхнесилурийской геосинклинали в меридиональном направлении, повидимому, тесно связаны с широтными мульдообразными прогибами второго и третьего порядка, намечающимися уже в верхнем силуре и еще более характерными для более поздних этапов среднего палеозоя. Наличие среди осадков верхнего силура местных несогласий, прослоев конгломератов, пестроцветных сланцев, гипсов и линз

ископаемого угля, а также присутствие стеблей наземных растений указывает на то, что на фоне общего погружения имели место локальные поднятия, обусловившие образование лагун, отмелей и даже кратковременно существовавших участков суши.

Эффузивные породы верхнесилурийского возраста распространены достаточно широко. Чаще всего они развиваются в виде узких полос широтного простирания длиной 30—70 *км*, шириной от 500—800 *м* до 3—5 *км*. Особенно характерны эффузивы для песчано-сланцевых толщ лландовери и низов уинлока, но встречаются они и в более верхних горизонтах силурийских отложений. Мощность эффузивов обычно колеблется в пределах десятков и сотен метров, но иногда (бассейн р. Араван), возможно, доходит до 1 *км*. Петрографический состав эффузивов изучен недостаточно, обычно основные излияния преобладают над кислыми. Наблюдаемое часто переслаивание эффузивов с осадочными породами и спилитовый характер пород указывают на подводный характер излияний. Интрузии, для которых доказан верхнесилурийский возраст, в пределах Алайской горной системы неизвестны; предполагают, что они развиты в метаморфическом комплексе Гиссара.

Из приведенных данных видно, что для геотектонического режима верхнесилурийской геосинклинали характерны значительные прогибания с интенсивным накоплением осадков. На фоне этого общего погружения проявляются лишь локальные диференциальные поднятия, хорошо устанавливающиеся при анализе фаций верхнего силура. Региональная складчатость неокаледонского возраста, установленная в более северных районах в верхнем силуре и на границе силура и девона, нигде в пределах Алайской горной системы, за исключением юго-западных отрогов Гиссарского хребта, не известна. В ряде мест устанавливается согласное залегание монакских горизонтов на верхнем силуре.

Отложения д е в о н а, территориально распространенные значительно меньше, чем верхнесилурийские, были встречены на отдельных, зачастую разобщенных, участках и представлены осадками всех трех отделов. Выражены они преимущественно карбонатными осадками, а терригеновые фации и эффузивы имеют заметно подчиненное значение. Для девонских отложений здесь характерны значительное непостоянство мощности и резкая смена фаций вплоть до полного выпадения отдельных отделов или даже всего девона из разреза. Переход от верхнего силура в ряде случаев неуловим. Суммарная мощность отложений девона 1500—2000 *м*, а в восточной части Алайского хребта — до 4000 *м*.

Н и ж н и й д е в о н распространен ограниченно и представлен монакскими и герцинскими слоями. Фациальный состав различен. Резко преобладают известняки, но наряду с ними имеются песчано-сланцевые толщи, часто переслаивающиеся с эффузивами и известняками. Мощность в ряде случаев не ясна, но повидимому достигает сотен метров.

С р е д н и й д е в о н распространен более широко. Он представлен эйфельским и живетским ярусами. Опять таки резко преобладают известняки, встречены также эффузивно-сланцевые и песчано-сланцевые толщи, переслаивающиеся с известняками и эффузивами. Мощность в некоторых случаях доходит до 1000 *м*.

В е р х н и й д е в о н распространен наиболее широко и представлен известняками франского и реже фаменского ярусов. Лишь в восточной части Алайского хребта известны мощные верхнедевонские эффузивно-сланцевые толщи. Для известняков верхнего девона Туркестано-Алая очень характерно непостоянство мощности, колеблющейся от 1300 *м* до нуля, когда верхний девон совсем выпадает из разреза и отложения карбона лежат на более древних толщах. Такая изменчивость мощности особенно резко выражена в меридиональном и слабее проявлена в широтном направлении, что повидимому, связано с формированием широтных мульдообразных прогибов второго и третьего порядков.

Характер эффузивов сходен с верхнесилурийскими. Отчетливо намечается резкое ослабление эффузивной деятельности, которая несколько интенсивнее проявлена в нижнем девоне и заметно ослабевает в среднем и верхнем девоне. Лишь в восточной части Алайского хребта и, возможно, в районе юго-западных отрогов Гиссарского хребта широко развиты эффузивы верхнедевонского возраста. Интрузии девонского возраста неизвестны; указания на их наличия в районе юго-западных отрогов Гиссарского хребта обоснованы недостаточно.

Отложения карбона также представлены всеми его отделами. Еще более резко проявляется изменчивость разреза в меридиональном и широтном направлениях, причем намечаются значительные площади, где отложения карбона неизвестны и разрез среднего палеозоя заканчивается девонскими или верхнесилурийскими отложениями (Зеравшанская часть Гиссаро-Алайского антиклинального поднятия).

Отложения нижнего карбона были зафиксированы в виде часто разобщенных выходов в различных участках района. Анализ условий распространения и характера разреза отложений нижнего карбона Алайской горной системы, а также сопоставление с соседними районами позволяет предполагать, что значительная часть рассматриваемой территории в нижнем карбоне представляла область геоантиклинальных поднятий, расположенных к югу от крупной Тянь-Шаньской нижнекаменноугольной геосинклинали. Эти поднятия, соответствовавшие преднижнекарбоновой фазе складчатости, устанавливаются, во-первых, на основании выпадения из разреза в ряде мест осадков турнейского яруса и, во-вторых, на основании наблюдаемых иногда случаев трансгрессивного характера налегания визейских отложений на более древние толщи.

Необходимо, однако, отметить, что резких угловых несогласий между визейскими отложениями и более древними толщами верхнего силура и девона не наблюдается, а в некоторых районах (Туркестанский хребет) разрез нижнего карбона начинается с отложений турне, залегающих согласно на девоне и, в свою очередь, без углового несогласия перекрывающихся известняками визе. Таким образом, преднижнекарбоновая складчатость проявилась в рассматриваемом районе слабо и выразилась главным образом в общих поднятиях в начале нижнего карбона, сменившихся погружениями, захватившими значительную площадь в визейское время.

Отложения нижнего карбона в Туркестано-Алае характерны крайним непостоянством мощности. В мульдообразных прогибах второго порядка, имеющих отчетливо выраженное широтное простирание, мощность известняков визе доходит до 1000 *м*, причем в меридиональном направлении она быстро падает до 300—500 *м* и известняки визе здесь нередко залегают непосредственно на верхнем силуре.

На основании детального анализа отложений среднего палеозоя Туркестано-Алая Н. М. Синицин пришел к выводу, что для истории геологического развития этой части Алайской горной системы характерно наличие серии узких седиментационных мульд второго порядка, вытянутых в широтном направлении на десятки километров. Эти мульды отличались устойчивой тенденцией к опусканию, благоприятствовавшей накоплению и сохранению мощных карбонатных осадков, и разделялись антиклинальными отмелями с менее устойчивой тенденцией к погружению, сменявшемуся часто плавными поднятиями. Для мульд типичны полные разрезы девона и нижнего карбона, а для отмелей девон нередко выпадает из разреза и известняки визе, отличаясь небольшой мощностью, лежат непосредственно на верхнем силуре.

Иной тип разреза имеют отложения нижнего карбона юго-западной части Гиссарского хребта. В то время как в более северных районах нижний карбон представлен только известняками мощностью до 1000 *м*, в юго-западной части Гиссарского хребта мощность известняков дости-

гает 4000 *м* и наряду с ними широко развиты эффузивные породы. Отложения нижнего карбона залегают здесь трансгрессивно на метаморфическом комплексе нерасчлененного палеозоя, содержащего и более древние интрузивные породы, так как в базальных конгломератах визейских слоев были установлены в гальке и гранитоиды. Преднижнекарбоновая фаза складчатости проявлена в этом районе, повидимому, отчетливо.

Помимо известняков, в составе нижнекаменноугольных отложений этого участка принимают широкое участие песчаники, конгломераты и эффузивные породы. Последние достигают иногда значительной мощности, и в их составе принимают участие дацитовые порфиры, кварцевые альбитофиры, порфириты, зеленокаменные породы «спилитовой серии» и туфы. Указания о наличии кислых эффузивных пород имеются также для нижнекаменноугольных отложений Кызыл-Кумов. Интрузивные породы нижнекаменноугольного возраста известны лишь в юго-западных отрогах Гиссарского хребта, где они представлены породами, тяготеющими по составу к диоритам. Скорее всего нижнекаменноугольный возраст имеют основные и ультраосновные интрузии северных предгорий Туркестано-Алая.

Верхнепалеозойские отложения достаточно широко развиты в пределах Алайской горной системы. Изменчивость разреза очень отчетливо проявляется для различных участков рассматриваемого района. В настоящее время среди верхнепалеозойских свит установлены отложения среднего карбона, верхнего карбона и нижней перми, но в ряде случаев они не поддаются более точному подразделению и выделяются в виде комплекса верхнепалеозойских отложений.

При переходе от нижнего к среднему карбону выделяются два типа разреза. В одних случаях, например в зоне предгорий, окаймляющих с юга долину (Кара-Чатырская зона), Нуратинских горах, в западной части Зеравшанского хребта, средний карбон, представленный сланцами, песчаниками, конгломератами, реже известняками, залегает на более древних толщах, включая и нижний карбон, с отчетливым угловым несогласием. Мощность этих терригенных толщ среднего карбона достигает местами значительной величины и они без углового несогласия перекрываются отложениями верхнего карбона. Иногда отчетливого углового несогласия между отложениями нижнего и среднего карбона в разрезе этого типа не наблюдается и перерыв в осадконакоплении устанавливается лишь на основании так называемого «аллитового» горизонта, имеющего довольно широкое развитие вдоль северных предгорий Туркестано-Алая.

В других случаях никакого углового несогласия при переходе от нижнего к среднему карбону не наблюдается, причем отложения последнего представлены в одних районах известняками, а в других известково-сланцевыми толщами.

Из приведенных данных видно, что предсреднекарбоновая складчатость проявилась лишь в отдельных участках. Она вызвала лишь кратковременное поднятие суши, за которым последовало довольно быстрое возвращение к морскому режиму районов, захваченных верхнекарбоновой трансгрессией.

Для среднего карбона может быть выделено также два типа разрезов. Первый тип хорошо выражен в зоне высоких предгорий Алая, где отложения среднего карбона лежат без углового несогласия на отложениях нижнего карбона. Они представлены известняками и перекрывающими их песчано-сланцевыми толщами мощностью порядка 300—500 *м*. Отложения среднего карбона венчают здесь разрез верхнего палеозоя, и в течение всего остального палеозоя данная область, охваченная предверхнекарбоновой складчатостью, представляла собой геоантиклинальную область, подвергавшуюся интенсивному размыву.

Второй тип разреза хорошо выражен в зоне предгорий Туркестано-Алая, в высокогорной части Алайского хребта, в юго-западной части Гиссарского хребта и участками в области западных отрогов Алайской горной системы. В противоположность зоне верхнепалеозойского геоантиклинального поднятия, охватившего значительную часть Алайского, Туркестанского, Гиссарского и Зеравшанского хребтов, эти области в основном являлись областями погружения и интенсивного накопления осадков. Границы этих депрессий в известной степени условны, так как возможно, что область смытых последующей эрозией верхнекарбоновых отложений имела в некоторых случаях более широкое развитие. Толщи здесь представлены терригенными осадками, в составе которых принимают участие известняки, сланцы, песчаники и конгломераты, и без видимого углового несогласия переходят в отложения верхнего карбона. Зачастую трудно провести границу между средним и верхним карбоном. Подобное накопление осадков продолжается в этих районах и в верхнем карбоне, в связи с чем мощность суммарного разреза верхнего палеозоя ($C_2 + C_3$) нередко достигает 3000—4000 *м*.

При сопоставлении характера разреза верхнего палеозоя в области накопления осадков нередко устанавливается довольно резкая дифференциация участков опускания и подъема и их мощности.

В зоне предгорий (Кара-Чатырская зона) мощность отложений верхнего палеозоя достигает 3500 *м*. Они представлены преимущественно сланцами, песчаниками и конгломератами с подчиненными известняками и эффузивами. Отложения среднего карбона представлены разноцветными песчаниками и сланцами с редкими прослоями известняков и лежат несогласно на различных более древних отложениях. Верхний карбон представлен породами песчано-сланцевой толщи с обильной фауной. Верхними элементами разреза являются красноцветные толщи преимущественно песчаников и конгломератов, перекрывающих верхний карбон согласно или с небольшим угловым несогласием, а более древние отложения — с отчетливым угловым несогласием. Судя по фауне, их можно отнести уже к низам нижней перми. Нижнепермские отложения характеризуются сравнительно пологим залеганием, и мощность их колеблется здесь от 80 до 200 *м*.

Изменение мощности отложений верхнего карбона иллюстрируется, например, тем, что в восточной части (долина р. Араван) отложения верхнего карбона или отсутствуют, или имеют незначительное развитие, а в 35—40 *км* к западу, в районе Джилчик-Сая, их мощность достигает 2700—2900 *м*, причем мощность нижнепермских отложений не превышает здесь 30 *м*. Последние срезают слои верхнего карбона и частично залегают на нижнем карбоне.

В высокогорной части Туркестано-Алая (Северо-Алайская зона) также устанавливается резкое изменение фациального состава отложений верхнего палеозоя. В восточной части района мощность разреза достигает почти 1 *км*. Осадки представлены в основном сланцами, конгломератами, известняками и песчаниками.

Западнее, в районе пер. Джиптык, верхний палеозой представлен мощным комплексом кремнистых и глинистых сланцев и подчиненных им песчаников и конгломератов. Интересно, что в конгломератах верхних слоев установлена галька, содержащая фауну верхних слоев верхнего карбона (возможна нижняя пермь?). В левых истоках р. Ак-Бура верхний палеозой представлен двумя комплексами: первый — нижняя песчано-конгломератовая толща с подчиненными сланцами, содержащими фауну низов верхнего карбона, мощностью 700 *м;* второй — верхняя сланцево-песчаная толща мощностью около 1000 *м*.

В бассейне р. Испайрам и в верховьях р. Кок-Су мощность отложений верхнего палеозоя достигает уже 4000—5000 *м*, но и здесь преобла-

дающая роль принадлежит песчано-сланцевым толщам и иногда конгломератам, а известняки обычно играют подчиненную роль.

В целом, в зоне повсеместно средний карбон согласно налегает на нижний, а верхний — на средний. Мощность конгломератовых толщ предполагаемого пермо-карбонового возраста значительна.

В основном сланцево-песчано-конгломератовый характер с подчиненными известняками имеют и сравнительно слабо изученные отложения верхнего палеозоя западных частей Зеравшанского и Туркестанского хребтов и хребта Нура-Тау. По имеющимся данным, эти отложения с угловым несогласием перекрывают более древние породы.

Наконец, для верхнепалеозойских отложений юго-западной части Гиссарского хребта крайне характерно широкое развитие вулканогенных пород, переслаивающихся с песчано-сланцевыми толщами и конгломератами. Породы верхнего палеозоя залегают на нижнем карбоне с угловым несогласием. Установлены отложения среднего и верхнего карбона. Предположительно некоторые вулканогенные толщи относятся к нижней перми. Наряду с основными эффузиями существенную роль играют кислые.

Начиная с верхов нижнего карбона и до перми, для Алайской горной системы устанавливается несколько фаз складчатости.

Мы уже отмечали, что наиболее ранняя предсреднекарбоновая фаза складчатости отчетливо проявлена в северных предгорьях Алая (Кара-Чатырская зона). Интенсивность складчатости здесь была небольшая; в эту фазу складчатости были сформированы крупные наклонные к югу складки, осложненные надвигами, поверхности которых наклонены к северу. Данные, указывающие на наличие предсреднекарбоновой складчатости отмечались нами для западной части Алайской горной системы, а также для юго-западной части Гиссарского хребта, где устанавливается северо-восточное простирание складчатых структур, сформированных до отложения нижнего карбона.

Следующая фаза складчатости достаточно отчетливо устанавливается на границе среднего и верхнего карбона. С ней связано образование крупного антиклинального поднятия зоны высоких предгорий Алайского хребта. Размеры складок этой зоны изменяются в ширину от 5 до 10—15 *км*, в длину — от 30—50 до 100 *км*. Северные их крылья более крутые, южные — более пологие. Надвиги тесно связаны со складками, и их поверхность наклонена к югу под углом 60—70°. Иногда обилие надвигов создает картину чешуйчатого строения. Количество тектонических разрывов и их амплитуда по направлению к югу уменьшаются, чешуи сменяются неразорванными складками, сперва асимметричными, а затем уже симметричными. Устанавливается связь со структурами второго порядка; синклинали приурочиваются к седиментационным мульдам, антиклинали — к отмелям, а надвиги — к краевым пограничным областям этих структур. В районах верхнекарбоновых депрессий в этот период продолжается накопление осадков.

Менее отчетливо устанавливаются фазы складчатости в верхнем карбоне и нижней перми. В зоне верхнепалеозойского антиклинория эти движения проявлялись сравнительно слабо и выразились главным образом в глыбовой перестройке структур, сформированных более ранними фазами складчатости. В зоне накопления осадков они привели к образованию складок различной интенсивности, от пологих симметричных до асимметричных, опрокинутых на север складок, сопровождаемых разрывами и надвигами. На основании внутренних несогласий в этот период устанавливается от двух до трех фаз складчатости. Простирание складок совпадает с общим широтным простиранием ранее сформированных структур (для юго-западной части Гиссарского хребта — с северо-восточным простиранием)

В верхнем палеозое также широко возобновляется магматическая деятельность, и ее характер для более северных районов и юго-западной части Гиссарского хребта различен.

Эффузии возобновляют свою деятельность в конце среднего карбона, территориально довольно широко распространены и представлены резко преобладающими основными разностями. Роль кислых разновидностей для большинства районов ничтожна. К началу верхнего карбона поверхностный вулканизм обычно затухает, и лишь для района юго-западной части Гиссарского хребта эффузии продолжаются и в верхнем карбоне и предположительно в нижней перми. Здесь существенная роль принадлежит кислым разновидностям.

Несомненные интрузивные гранитоиды среднекарбонового возраста были установлены в более южных частях района, в пределах Гиссарского хребта и вероятны в западной части Зеравшанского хребта; предположительно такой возраст могут иметь некоторые интрузии Туркестано-Алая. Возможно, что среднекарбоновый возраст имеют упомянутые при описании нижнего карбона основные и ультраосновные интрузии Туркестано-Алая, так как галька этих пород была встречена в отложениях, подстилающих верхний карбон. Наконец, среднекарбоновый возраст имеют интрузии диабазов, рвущих в Алайском хребте отложения среднего карбона.

Значительно более интенсивно проявилась интрузивная деятельность в конце верхнего палеозоя. К этой группе, повидимому, должна быть отнесена главная масса интрузий Алайской горной системы, представленная породами гранодиоритового, гранитового и щелочного состава. Более подробно эти породы и вопросы их возрастного расчленения будут освещены в главе, посвященной вулканизму. Нижняя граница части этих интрузий определяется тем, что они прорывают отложения пермо-карбона, но в ряде случаев они точно не датируются так как залегают целиком среди отложений среднего палеозоя. Верхняя граница менее ясна. Предположение о нижнепермском возрасте интрузий базируется на том, что к концу палеозоя описываемая страна уже сформировалась как пенеплен, существовавший в течение мезозоя. Отсутствие данных, указывающих на контактное воздействие интрузий на отложения нижней юры, так же как и наличие гальки интрузивных пород в отложениях мезозоя, не позволяют связывать их с киммерийской или альпийской складчатостью.

При рассмотрении положения интрузий в выделенных нами структурных зонах бросается в глаза приуроченность значительной части их к зонам верхнепалеозойских депрессий, захваченных верхнепалеозойской складчатостью, или к краевым частям прилегающих к этим депрессиям антиклинальных зон, что опять таки говорит в пользу предположения о связи наиболее крупной фазы интрузивной деятельности с поздней верхнепалеозойской складчатостью.

Отложениями нижней перми заканчивается геосинклинальный режим в палеозойской истории Алайской горной системы. Фаунистически охарактеризованные верхнепермские отложения нигде не установлены. Из приведенного описания видно, что для истории тектонического развития Алайской горной системы в палеозое устанавливается несколько различных этапов, с которыми связано обособление отдельных зон, характеризующихся различной историей формирования. Намечаются определенные тектоно-магматические циклы, не только с различной историей тектонического развития, но и с различными комплексами магматических пород и связанных с ними проявлений металлоносности. Краткая их характеристика сведена нами в табл. 2.

Необходимо отметить, что, помимо выделенных нами палеозойских толщ, возрастное положение которых датируется с большей или меньшей точностью, в строении Алайской горной системы существенная роль при-

Таблица 2

Схема истории тектонического развития Алайской горной системы

Этап	Режим геосинклинали	Складчатость	Вулканизм
$Cm—S_1$	Накопление терригенных и известняковых осадочных толщ. Мощность и интенсивность прогибания не выяснены	Предположительно верхнекембрийская, слабо проявленная, также локальные вертикальные колебания	Магматические породы не известны
$S_2—D_2$	Интенсивное повсеместное погружение с накоплением мощных терригенных и известняковых толщ. Погружение часто имело неравномерный характер	Вертикальные менее интенсивные локальные поднятия на фоне общего погружения. Неокаледонская складчатость, отчетливо выраженная в районе юго-западных отрогов Гиссарского хребта. Начало антиклинальных поднятий в Гиссаро-Алайской подзоне	Эффузивы характера трещинных подводных излияний, преимущественно основного состава. Для юго-западных отрогов Гиссарского хребта интрузии габброидов и гранитоидов
$D_3—C_1$	Преобладающее погружение, носящее еще более неравномерный характер, с локальными поднятиями и образованием мульдообразных прогибов второго порядка. Интенсивность погружения для большей части района более слабая, чем для предыдущего этапа	Предсреднекарбоновая складчатость в Кара-чатырской подзоне. Интенсивные вертикальные движения на границе девона и карбона, сменившиеся визейской трансгрессией. Возможно преднижнекарбоновая складчатость в районе юго-западных отрогов Гиссарского хребта	Для значительной части района ослабление поверхностного вулканизма. Интенсивные излияния имели место лишь в верхнем девоне в восточной части Алайского хребта и в верхнем девоне и нижнем карбоне (основные и кислые) в районе юго-западных отрогов Гиссарского хребта. Основные и ультраосновные интрузии нижнекарбонового возраста на севере и гранитоидов в районе юго-западных отрогов Гиссарского хребта
$C_2—P_1$	Гиссаро-Алайская подзона оформилась как область антиклинального поднятия и сноса материала. В прилегающих депрессионных участках продолжалось с различной интенсивностью накопление терригенных и известняковых осадков, сменявшееся иногда отдельными поднятиями, фазами складчатости и повторными погружениями. В P_1 последние фазы складчатости и конец палеозойского геосинклинального режима	Вертикальные единичные или повторные движения. Складчатость, для которой, начиная со среднего карбона и кончая нижней пермью, устанавливается от двух до четырех и более фаз	Поверхностный вулканизм для большей части района проявился лишь в подводных излияниях преимущественно основного состава на границе C_2 и C_3. Для Южно-Гиссарской подзоны устанавливаются также излияния преимущественно среднего и кислого состава в C_3 и P_1. Обильные интрузии гранитоидов преимущественно в конце верхнего палеозоя, частично в среднем карбоне. Интрузии пород щелочной группы в конце верхнего палеозоя
P_2	Слабый размыв пенеплена	Не установлена	Не известен. Возможно, туфы в Южно-Гиссарской подзоне

надлежит палеозойским отложениям, точнее не расчлененным. К ним относится прежде всего метаморфический комплекс юго-западной части Гиссарского хребта и Каратегина, представленный гнейсами, амфиболитами, кристаллическими сланцами, возраст которого является спорным и определяется разными авторами от верхнего силура до докембрия. Столь же проблематичным является возраст развитой в юго-западной части Гиссарского хребта шаргуньской метаморфической свиты, лежащей несогласно на упомянутой ранее кристаллической свите и имеющей предположительно девонский (или нижнетурнейский) возраст. Довольно широкое развитие имеют породы точнее не определенного палеозоя в Нуратинских горах, Кара-Тюбе, Зиатдинских и Зирабулакских горах, Кызыл-Кумах и некоторых других районах. В одних случаях даже приближенное определение их возраста в связи с полным отсутствием фауны или сильным метаморфизмом не представлялось возможным. В других случаях, несмотря на отсутствие фауны, представлялось все же возможным отнести их в первом приближении к отложениям среднего или верхнего точнее не определимого палеозоя.

Для мезо-кайнозойского периода истории развития Алайской горной системы наиболее существенными являются следующие моменты.

Сформировавшееся в конце палеозоя антиклинальное поднятие, расположенное к югу от Ферганской долины (территория основных хребтов системы), подвергалось в течение мезозоя сравнительно слабому размыву, и лишь к концу триаса здесь начали намечаться локальные незначительные прогибы, в которых происходило накопление угленосных песчано-сланцевых толщ юры (редко разрез начинается с отложений верхнего триаса). Домеловые (киммерийские) складчатые процессы проявились слабо; в ряде мест все же намечается отчетливо несогласное залегание меловых отложений на юрские. Отложения верхнего мела (сеноман) представлены уже морскими осадками, причем в течение всего мела устанавливается довольно сильная изменчивость литологического характера разреза (смена морских условий лагунными, озерными и континентальными), указывающая на отчетливые колебательные движения, не сопровождавшиеся, однако, складкообразовательными процессами.

Альпийские горообразовательные процессы начали здесь проявляться уже в неогене и повели к образованию крупных тектонических структур— в частности Ферганского прогиба и основных поднятий, позднее превращенных в современные горные сооружения Алайской горной системы. Усиление складкообразовательного процесса намечается в конце неогена и начале четвертичной эпохи, что отчетливо выражено в несогласном налегании древнечетвертичных конгломератов на сильно дислоцированные отложения неогена.

История формирования мезо-кайнозойских отложений юго-западной части Гиссарского хребта сложилась по-особому. Юрские отложения здесь в большинстве случаев залегают с резким угловым несогласием на отложениях палеозоя и, реже, верхнего триаса, на которых они также залегают несогласно. Они слагают значительные площади и представлены фациально разнообразными толщами от типично морских до континентальных. Мощность их здесь достигает 1500 *м*, в то время как мощность отложений южных предгорий Ферганской долины значительно меньше.

Меловые и палеогеновые отложения имеют также широкое развитие; здесь устанавливаются верхне- и нижнемеловые отложения, в которых принимают участие континентальные и морские осадки. Складчатость киммерийского возраста здесь не проявилась, но на основании резкой смены литологического состава и выпадения из разреза отдельных толщ можно предполагать в мезо-кайнозое довольно отчетливые вертикальные движения. Альпийская складчатость проявилась лишь в конце неогена и создала характерную, затухающую по мере удаления от современных

гор в направлении р. Аму-Дарья, виргацию складок, слагавших на востоке Гиссарский хребет.

По направлению к западу, там, где палеозойский фундамент Алайской горной системы погружается под более молодые породы, также наблюдается довольно широкое развитие мезо-кайнозойских отложений.

Юрские отложения имеют очень ограниченное распространение и представлены глинами, песчаниками и сланцами со слабо проявленным угленакоплением. Меловые и палеогеновые отложения имеют в основном морской и прибрежный характер и обладают сравнительно небольшой мощностью. Для значительной части района устанавливается перерыв между отложениями нижнего и верхнего мела (туронская трансгрессия).

Отложения мезо-кайнозоя здесь нередко окаймляют приподнятые в небольших хребтах палеозойские массивы или же в равнинной степной части приурочены к альпийским поднятиям, где в размытых ядрах антиклинальных складок обнажаются только верхние горизонты мела.

Альпийская складчатость привела в основном к образованию относительно простых антиклинальных и синклинальных складок, нередко имеющих отчетливо выраженную брахиформу. По направлению к западу все большие площади занимают современные наносы, среди которых обнажаются лишь небольшие останцы более древних пород, слагающих брахиантиклинали и куполы.

ВУЛКАНИЗМ

Наиболее ранние достоверные проявления магматической деятельности устанавливаются в отложениях верхнего силура. Как уже упоминалось, они представлены довольно широко распространенными эффузивами преимущественно основного, реже кислого состава, имевшими характер подводных излияний. Возраст их в ряде случаев определяется достаточно точно, так как они переслаиваются с фаунистически охарактеризованными отложениями верхнего силура. Петрографически эффузивные породы изучены плохо. Резко преобладающая роль принадлежит порфиритам и спилитовым лавам. Интересные проявления рудоносности, связанные с этими эффузивами, не установлены.

Скорее всего верхнесилурийский возраст имеют сильно измененные вулканогенные породы метаморфического комплекса юго-западных отрогов Гиссарского хребта и не переслаивающиеся с осадочными породами основные эффузивы района хребта Султан-Уиз-Дага.

Мы уже упоминали, что эффузивная деятельность продолжалась и в девоне, но в большинстве районов была менее интенсивной, а к концу девона совершенно прекратилась, за исключением районов юго-западных отрогов Гиссарского хребта и восточной части Алайского хребта. Характер эффузивов был тот же.

В районе юго-западного окончания Гиссарского хребта эффузивы различного состава (в том числе и кислые) принимают широкое участие в строении шаргуньской свиты, возраст которой предположительно отмечается как девонский или нижнетурнейский.

Достоверные проявления донижнекарбоновой интрузивной деятельности устанавливаются также лишь в юго-западных отрогах Гиссарского хребта. Интрузивы здесь прорывают породы метаморфического комплекса, который трансгрессивно перекрывается отложениями шаргуньской свиты и нижнего карбона. Кроме того, по имеющимся описаниям, хлоритизированные плагиограниты, граниты и мусковитовые граниты установлены в базальных конгломератах, подстилающих визейские отложения. В самих метаморфических толщах были установлены амфиболиты, гнейсо-диориты, гнейсо-гранит-порфиры и различные ортогнейсы, а также связанные с ними жильные породы.

Изучение пород метаморфического комплекса в большинстве случаев дает основание предполагать их первоначальное магматическое происхождение. Возможно, что такой же возраст имеют изверженные породы метаморфической толщи, развитой в восточной части Гиссарского хребта. Повидимому, устанавливается довольно полное развитие серии интрузивных пород, представленных первоначально как основными (габбро, за счет которых скорее всего возникли амфиболиты), так и кислыми разностями — кварцевыми диоритами, гранодиоритами и гранитами, причем внедрения в большинстве случаев имели характер инъекций. Интрузии скорее всего могут параллелизоваться с неокаледонскими интрузиями Кураминского хребта, вулканизм которого проявляет вообще много черт, сходных с вулканизмом района юго-западной части Гиссарского хребта. Рудные проявления, связанные с интрузиями, залегающими в метаморфическом комплексе Гиссара, неизвестны.

Донижнекарбоновый возраст возможен также для некоторых основных и ультраосновных пород Нуратинских гор, Султан-Уиз-Дага и западного окончания Зеравшанского хребта, так как эти породы залегают в отложениях точнее не определимого палеозоя или верхнего силура, но автор склонен параллелизовать их с основными интрузиями Туркестано-Алая, имеющими нижне- или среднекарбоновый возраст.

К преднижнекарбоновым интрузиям следует также отнести, согласно Е. М. Головину, небольшие интрузии гранодиоритовой магмы, внедрившейся в породы шаргуньской свиты в конце ее формирования. С ними связываются некоторые проявления мышьяково-колчеданного оруденения.

Проявления эффузивной деятельности нижнекарбонового возраста известны лишь в юго-западных отрогах Гиссарского хребта, где они характеризуются большой интенсивностью. Согласно имеющимся описаниям они ознаменовались извержениями дацитовых, а затем липаритовых порфиров и их туфов в конце турне, в условиях континентального режима. В визейское время уже в условиях смены континентального режима морским также происходил усиленный выброс эффузивного материала, представленного сперва туфами кислых лав и более поздними покровами порфиритов, а затем переслаивающимися с известняками (верхи визе) лавами спилитовой серии, первоначально кислого (альбитофиры), а позже основного состава. Эти породы, по Е. М. Головину, после перерыва в отложении в конце верхнего визе снова перекрываются самыми молодыми в нижнем карбоне порфиритовыми лавами, переслаивающимися с туфовым и песчано-конгломератовым материалом.

Рудные проявления, связанные с этими эффузиями, неизвестны.

Проявления интрузивной деятельности в конце нижнего карбона, связанные с предсреднекарбоновой фазой складчатости, в известной степени проблематичны. Е. М. Головин склонен относить к ним ряд мелких интрузий тоналитов, кварцевых диоритов, кварцевых монцонитов и возможно гранодиоритов, встреченных в районе юго-западных отрогов Гиссарского хребта и в его западной части. Доводами в пользу наличия таких интрузий являются спорные данные о трансгрессивном налегании среднего карбона на сложный Кара-Таг-Казнохский массив гранодиоритов и кварцевых диоритов, приуроченность многих этих массивов к районам развития нижнекарбоновых зеленокаменных пород и, наконец, установленное в двух местах наличие в конгломератах среднего карбона гальки гранодиоритовых пород, прорывающих кварцевые диориты. Металлогения этих интрузий в рассматриваемом районе убогая, и с ними, вероятно, следует связывать проявления колчеданного оруденения в зеленокаменных породах спилитовой серии, а также мелкие проявления пирротинового оруденения в бассейне р. Туполанг.

К проявлениям предсреднекарбонового вулканизма, как уже указывалось в предыдущей главе, следует скорее всего отнести интрузии

основного и ультраосновного состава, встреченные в Туркестано-Алае, а также в районе западных отрогов Алайской горной системы (Султан-Уиз-Даг, Нуратинские горы и др.).

К этому комплексу относятся довольно разнообразные породы. В Туркестано-Алае они представлены, повидимому, пластовыми интрузиями преобладающих серпентинитов, возникших в основном за счет перидотитов, а в меньшей степени пироксенитов и подчиненных габбро, габбро-диоритов, диоритов и некоторых еще более редких диференциатов — дунитов, лабрадоритов и габбро-пегматитов. В районе распространения интрузий здесь встречаются дайки лампрофиров, альбитофиров и кератофиров, но их генетическое родство с интрузиями основного комплекса спорно, и можно предполагать, что они связаны с более поздними, не вскрытыми эрозией гранитоидами.

В Султан-Уиз-Даге они представлены габбро, дающими переходы к горнблендитам и габбро-сиенитам; в Нуратинских горах и других районах — серпентинизированными перидотитами, габбро и оливиновыми диабазами. Для металлоносности этого комплекса характерны ничтожные проявления хромитового оруденения, титаномагнетитовой минерализации, железорудные месторождения с подчиненной медью (Надир) и, возможно, некоторые проявления никель-кобальтового оруденения (Кан-Джолбарс). Практический интерес могут представлять некоторые месторождения талька и асбеста.

Возобновление эффузивной деятельности отчетливо устанавливается в конце среднего карбона для района Туркестано-Алая и Гиссарского хребта, а в области западных отрогов Алайской горной системы эффузивы верхнепалеозойского возраста неизвестны. Эффузии имели характер подводных излияний преимущественно основного характера (порфириты, диабазы, спилиты, туфобрекчии) и кислые (альбитовые вариолиты) вулканогенные образования играют резко подчиненную роль. Почти для всех районов, за исключением района Южно-Гиссарской верхнекарбоновой депрессии, она, повидимому, довольно скоро прекратилась, и в более верхних горизонтах верхнекарбоновых отложений не содержится эффузивных пород.

В районе Южно-Гиссарской депрессии (долина р. Варзоб, Такоб и соседние участки) эффузивная деятельность продолжалась в течение всего верхнего карбона и захватила предположительно и нижнюю пермь. Выше среднекарбоновых вулканогенных пород среднего и основного состава здесь залегают маломощные эффузии и туфы среднего состава, переслаивающиеся с фаунистически охарактеризованными отложениями верхнего карбона. Эти породы перекрываются предположительно нижнепермскими эффузивно-туфогенными образованиями, известными лишь по южным склонам Гиссарского хребта и в верховьях р. Искандер-Дарья. Характерной чертой этих эффузивов является их кислый состав, и они представлены кварцевыми порфирами, сопровождающимися туфами и туфолавами, переслаивающимися между собой. Мощный покров этих пород (до 1000 *м*) залегает почти горизонтально на размытой поверхности всех более древних пород, включая и дислоцированные отложения верхнего карбона. Характер проявления этих пород снова сближает область юго-западной части Гиссарского хребта с Кураминским хребтом.

Затухание нижнепермской эффузивной деятельности проявилось здесь в образовании маломощных прослоев туфов и туфогенных песчаников среди конгломератов так называемой ханакинской свиты, относимой некоторыми исследователями предположительно к верхнепермскому возрасту.

Интрузивная деятельность в верхнем палеозое характеризуется большой мощностью, многофазностью и разнообразием связанных с нею пород. Возрастное расчленение этих интрузий представляет достаточно сложную проблему. Это обусловлено тем обстоятельством, что лишь

для части интрузий удается определить их возрастное положение в разрезе и установить не только нижнюю, но и верхнюю границу их возраста.

Значительная часть предположительно верхнепалеозойских интрузий залегает среди пород среднего палеозоя или осадочных толщ нижней части разреза верхнего палеозоя, а более молодые палеозойские породы в районе их развития неизвестны. Таким образом, даже нижняя граница их возраста определяется недостаточно точно. Для части этих интрузий на основании их положения в области верхнекарбоновых депрессий, охваченных складчатостью в конце верхнего палеозоя, все же можно с большой уверенностью говорить об их связи с проявлением вулканизма в конце верхнего палеозоя.

Гораздо менее достоверным является определение возраста интрузий, расположенных в области верхнепалеозойских антиклинальных поднятий, так как для многих из них вполне возможен более древний доверхнекарбоновый возраст, что подтверждается нахождением сходных пород в гальке конгломератов верхнего карбона. С такой же вероятностью значительная часть этих интрузий может быть отнесена и к проявлениям вулканизма в конце верхнего палеозоя.

Трудность возрастного расчленения интрузий верхнего палеозоя усугубляется еще близостью их петрографического состава. Условно все эти интрузии, после характеристики достоверных проявлений доверхнекарбонового вулканизма, будут нами описаны совместно с интрузиями, отнесенными к группе более поздних.

Автор склонен считать, что основная часть интрузий гранитоидов Алайской горной системы (за исключением юго-западной части Гиссарского хребта и, вероятно, района Кара-Тюбе, где широко проявились и более ранние интрузии) относится к поздним (нижнепермская) фазам глубинного вулканизма. Основанием для этого предположения является то, что в пределах Алайского хребта совершенно отчетливо устанавливаются случаи прорыва отложений пермо-карбона наиболее ранними в верхнепалеозойском вулканическом цикле интрузиями гранодиоритов. Отложения верхнего карбона прорываются также Койташской интрузией в Нуратинских горах. Наконец, металлогения достоверных послеверхнекарбоновых интрузий и сходных интрузий, возрастное положение которых датируется менее точно, проявляет ряд общих черт и характеризуется определенной группой редких металлов, описываемых ниже. Наоборот, достоверные доверхнекарбоновые интрузии не сопровождаются значительными концентрациями рудных элементов. Еще более вероятен нижнепермский возраст интрузий гранитов и пород щелочной группы, занимающих по отношению к гранодиоритам отчетливо более позднее положение.

Интрузивные породы доверхнекарбонового возраста достаточно отчетливо устанавливаются в пределах юго-западной части Гиссарского хребта и, вероятно, Кара-Тюбе. Они рвут отложения среднего карбона, и их галька встречается в отложениях верхнего карбона.

Наиболее ранними породами этой группы являются гранодиориты, кварцевые диориты и диориты, слагающие обычно небольшие тела, вытянутые в общем согласно с простиранием вмещающих пород. Они наблюдаются в виде ксенолитов в более поздних, также доверхнекарбоновых порфировидных гранитах. Иногда среди них встречаются габбро и мусковитовые граниты. Эти интрузии были встречены в виде небольших массивов в бассейне рр. Варзоб, Харангон, Ширкет. Возможно, что к этой группе относятся некоторые сходные интрузии Мачетли, Кара-Тюбе и Зеравшанского Кара-Тау. Связанные с ними жильные проявления выражены дайками лампрофиров, гранодиорит-порфиров и микродиоритов. К району развития интрузий тяготеют некоторые месторождения вольфрама и других редких металлов (Кара-Тюбе).

Территориально с этими интрузиями связаны также небольшие интрузии турмалиновых гранитов гипабиссального типа (верховья р. Майхура), занимающие в этапе наиболее позднее положение, так как они прорывают гранодиориты. Сбязанное с ними оруденение выражено лишь рассеянной пиритизацией.

Следующий этап магматической деятельности представлен интрузиями порфировидных гранитов. Они слагают крупные тела, в том числе и основную часть крупного Гиссарского интрузива площадью около 2000 км². В периферических частях граниты часто дают переходы к гранодиоритам. Возрастное положение интрузий этой группы определяется тем, что они в верховьях р. Майхура прорывают интрузии первого этапа и образуют в них жилы, а также содержат ксенолиты этих пород. Установлено, что они прорывают породы вулканогенной свиты среднего карбона. Иногда они дают переходы к сиенитам, диоритам и даже габбро; часто сопровождаются образованием гибридных пород. Характерны меланократовые и пегматитовые шлиры, в периферической части отчетливо устанавливается гнейсификация. Связанные с интрузивом жильные породы представлены аплитами и лампрофирами. Рудоносность интрузий этой группы изучена недостаточно. Территориально к ним тяготеют некоторые проявления арсенопиритового, медного, свинцового, флюоритового и полиметаллического оруденения. Редкометальное оруденение проявлено слабо. В пегматитах установлен касситерит.

Тесно связаны с интрузиями этого этапа несколько более поздние интрузии аплитовидных гранитов, территориально тяготеющие к областям развития крупных интрузий. Иногда переход от аплитовидных гранитов к порфировидным гранитам крупных интрузий трудно уловим, в других случаях он проявлен отчетливо. С аплитовидными гранитами связана турмалинизация, местами грейзенизация и весьма сильная альбитизация окружающих более ранних порфировидных гранитов. Рудные проявления, связанные с аплитовидными гранитами, неизвестны.

Гораздо менее отчетливо устанавливаются доверхнекарбоновые интрузии в остальной части Алайской горной системы. Мы уже отмечали, что здесь некоторые интрузии, залегающие среди пород среднего палеозоя или рвущие отложения лишь среднего карбона, могут с равным успехом быть верхнепалеозойскими.

В пределах Туркестано-Алая несомненные интрузии доверхнекарбоновых гранитов не установлены, но в нескольких местах в составе гальки конгломератов верхнего карбона были встречены незначительно распространенные граниты и диориты. Кроме того, в составе конгломератов пермо-карбона здесь были встречены гальки сильно метаморфизованных известняков, характер изменения которых наводит на мысль о метаморфизме под влиянием более ранних интрузий. Скорее всего среднекарбоновый возраст имеют наблюдающиеся здесь небольшие интрузии диабазов, рвущих отложения среднего карбона.

Возрастное положение интрузий гранитоидов района западных отрогов Алайской горной системы определяется крайне недостаточно, так как они в большинстве случаев залегают в породах среднего палеозоя и лишь немногие из них прорывают отложения точнее не расчлененного верхнего палеозоя.

Все описанные проявления интрузивной деятельности следует скорее всего связывать с отдельными фазами предверхнекарбоновой складчатости. За ними после относительного покоя в течение верхнего карбона и, возможно, нижней перми следовало новое усиление глубинного вулканизма, выразившееся в образовании многочисленных интрузий гранитоидов; их внедрение связано, повидимому, в основном с нижнепермской фазой складчатости. Наибольшим разнообразием эти интрузии характеризуются в Туркестано-Алае, где часто достаточно отчетливо проявлена их территориальная связь с участками верхнекарбоновых депрессий,

охваченных нижнепермской складчатостью. Возможно, что несколько менее разнообразны они в районах Гиссарского хребта, так как здесь интрузии поздних гранодиоритов точно не установлены. Наконец, для района западных отрогов Алайского хребта, как уже упоминалось, проблема более точного определения возраста многочисленных верхнепалеозойских интрузий гранодиоритов не разрешена.

Наиболее ранними (первый этап) являются интрузии группы гранодиоритов — кварцевых диоритов, дающие иногда переходы к диоритам, монцонитам, сиенитам, гранитам и некоторым другим более редким разностям. Они в пределах Туркестано-Алая, а возможно, и в других участках слагают иногда достаточно крупные тела и сопровождаются своим комплексом жильных пород и рудных месторождений, указывающих на известную завершенность магматического процесса. Для этих месторождений характерны мышьяк, кобальт, вольфрам, реже молибден, золото, медь, свинец, цинк и некоторые другие более редкие металлы.

К следующему этапу магматической деятельности относятся интрузии гранитов, характеризующиеся иногда порфировидным обликом, но нередко представленные средне- или мелкозернистыми разностями. Для Алайского и восточной части Туркестанского хребтов часто довольно отчетливо устанавливается ясно выраженная территориальная разобщенность гранитов и гранодиоритов. В более западных районах она выражена менее отчетливо и нередко и те, и другие породы принимают участие в строении сложных интрузивов, причем установлено, что в этих случаях граниты относятся к более поздней фазе интрузивной деятельности и за нормальными гранитами нередко следуют еще интрузии аляскитовых гранитов.

Рудоносность гранитов Туркестано-Алая резко отличается от рудоносности гранодиоритов, характеризуется отсутствием сульфидных месторождений и выражена повышенной оловоносностью, приуроченной в большинстве случаев к пегматитам. Рудоносность гранитов западных отрогов Алайской горной системы, в связи со сложным характером многих интрузий, обособляется от рудоносности интрузий гранодиоритов недостаточно отчетливо.

К третьему этапу, иногда мало разобщенному с интрузиями гранитов, относится формирование пород щелочной группы, являющихся одной из характерных особенностей Алайской петрографической провинции. Интрузии этой группы представлены щелочными и нефелиновыми сиенитами, щелочными гранитами и некоторыми другими более редкими разновидностями. Характерно, что они в одних случаях слагают обособленные интрузивные тела, а в других — принимают совместно с нормальными гранитами участие в строении сложных интрузивных тел, причем здесь в большинстве случаев устанавливается несколько более позднее возрастное положение щелочных интрузий.

Несколько своеобразные черты носят проявления глубинного вулканизма в конце верхнего палеозоя в районе юго-западной части Гиссарского хребта.

Верхнепалеозойские интрузии здесь начинаются с внедрения небольших прорывающих средний и верхний карбон интрузий микрогранитов и микродиоритов, рассекаемых мощными дайками гранит-порфиров, относимых уже к следующему этапу. На основании установленного И. В. Беловым налегания на эти интрузии предположительно нижнепермских эффузивных кварцевых порфиров, они могут быть отнесены к донижнепермской интрузивной фазе.

К следующей фазе относятся интрузии красных аляскитовых гранитов, гранит-порфиров и граносиенитов и сиенитов, имеющих характер типично гипабиссальных образований и прорывающих толщу кислых вулканогенных пород предположительно нижнепермского возраста. Гра-

нит-порфиры дают переходы к гранодиорит-порфирам, кварцевым порфирам и реже к микрогранитам. Интрузивы этой группы образуют небольшие штоки и дайкообразные тела. С некоторыми интрузиями аляскитовых гранитов связаны проявления молибденового оруденения.

Наконец, наиболее поздними являются встреченные несколько севернее породы щелочной группы, представленные щелочными и нефелиновыми сиенитами, прорывающими арфведсонитовые граниты и сиениты. Последние прорывают здесь нижнепермскую(?) эффузивную толщу и, стало быть, могут параллелизоваться с другими поздними интрузиями гранитоидов.

Таким образом, интрузивная деятельность в конце верхнего палеозоя для юго-западной части Гиссарского хребта характеризуется проявлением в основном лишь малых интрузий гранитоидов, которые, однако, предшествовали щелочным интрузиям. Интересным моментом являются данные, указывающие на наличие допермских интрузий гранитоидов.

Небольшие интрузии габбро-диабазов, прорывающих гранодиориты в Кара-Тюбе, микрогаббровые интрузии, рвущие граниты Кош-Рабада в Нуратинских горах, и выход щелочного базальта, рвущего граниты в Зиатдинских горах, возможно, следует отнести к проявлениям мезокайнозойского вулканизма. Никаких материалов, позволяющих датировать эти интрузии более точно, нет. В свете данных о проявлениях мезокайнозойского вулканизма заслуживают также внимания указания на наличие пеплов в отложениях палеогена и неогена в районе Шор-Су, а также приводимые в следующей главе сведения о проявлениях мезокайнозойской металлоносности.

В целях большей наглядности в табл. 3 приводится краткая характеристика проявлений глубинного вулканизма.

Для решения вопроса о связи проявлений вулканизма с особенностями истории тектонического развития и формирования основных структур Алайской горной системы мы располагаем сравнительно ограниченным материалом, определяемым прежде всего тем, что для района имеется лишь сводная карта масштаба 1 : 750 000.

Для эффузий среднего палеозоя характерна их приуроченность к геосинклинальным областям, причем эти излияния носили, повидимому, характер трещинных подводных извержений. В некоторых случаях намечается их связь со структурами второго порядка, выражающаяся в том, что они внедрялись по ослабленным зонам, проходящим вдоль границы между описанными выше мульдообразными прогибами и антиклинальными отмелями.

Достоверные среднепалеозойские кислые интрузивные породы установлены лишь в районе юго-западных отрогов Гиссарского хребта. Они вызвали сильный метаморфизм вмещающих пород, носили в основном характер инъекций, и их распределение контролировалось складчатостью скорее всего неокаледонского возраста, захватившей эту часть Алайской горной системы. Интересно, что для этого района устанавливается интенсивная эффузивная деятельность и в течение девона и нижнего карбона, в то время как для большинства районов остальной части Алайской горной системы эффузивная деятельность во второй половине среднего палеозоя заметно затухает. Наконец, здесь предположительно проявилась и интрузивная деятельность, связанная с преднижнекарбоновой и предсреднекарбоновой фазами складчатости.

Из приведенного выше описания было видно, что во второй половине среднего палеозоя начинает достаточно отчетливо проявляться разделение Алайской горной системы на зоны антиклинальных поднятий и депрессий, в которых продолжалось накопление осадков. Наиболее ранние такие поднятия связаны, вероятно, с преднижнекарбоновыми движениями, но имеются участки, формирование которых было связано с предсреднекарбоновыми и предверхнекарбоновыми движениями. В даль-

Таблица 3

Характеристика интрузивных комплексов Алайской горной системы (от молодых к древним)

Возраст	Наименование комплекса	Петрографический состав (наименование пород)	Форма залегания	Глубинность	Наименование интрузивов
P_1	Щелочной	Нефелиновые и щелочные сиениты, сиенито-граниты, граниты и др.	Штоки, антиклинальные интрузии	От 1—2 км и больше	Около 20 интрузий Туркестано-Алая и Зеравшано-Гиссара
P_1	Малые интрузии гранитоидов	Аляскитовые граниты, гранит-порфиры, гранодиориты	Штоки, небольшие интрузии	1—2 км	Интрузивы южных склонов Гиссара
$C_3—P_1$	Граниты	Порфировидные и мелкозернистые граниты и реже гранодиориты	Антиклинальные интрузии, штоки	1—3 „	Интрузивы Туркестано-Алая
$C_3—P_1$	Гранодиориты-кварцевые диориты	Гранодиориты, кварцевые диориты, подчиненные граниты, сиенито-диориты, диориты, кварцевые монцониты, габбро-диориты и др.	Крупные антиклинальные интрузии, мелкие интрузивные штоки, интрузивные залежи	1—4 „	Главная масса интрузивов Алайской горной системы
C_3	Мелкие интрузии микрогранитов, микродиоритов	Микрограниты, микродиориты	Мелкие штоки	1—3 „	Мелкие интрузии Варзоба
C_2	Интрузии и дайки диабазов	Диабазы	Штоки, дайки	1—3 „	Интрузии в районе Ак-Бура
C_2	Аплитовидные граниты	Аплитовидные граниты	Дайки, штоки	?	Гиссарский хребет
C_2	Порфировидные граниты	Порфировидные граниты с переходами к сиенитам, диоритам, габбро	Крупные и более мелкие интрузивные тела	1—3 км	Гиссарский хребет, возможно и другие районы
C_2	Мелкие интрузии верхнепалеозойских гранодиоритов	Гранодиориты, кварцевые диориты, диориты, несколько более молодые интрузии турмалиновых гранитов	Небольшие обычно антиклинальные интрузии	1—3 „	Гиссарский хребет
C_1	Основные и ультраосновные интрузии	Серпентиниты, перидотиты, пироксениты и др.	Пластовые интрузии, дайки, штоки	1—3 „	Северная часть района
C_1	Мелкие интрузии кварцевых диоритов	Кварцевые диориты	Небольшие интрузивы	?	Юго-западные отроги Гиссара
$S_2—D$	Интрузии метаморфической толщи (?)	Габбро, кварцевые диориты, гранодиориты, граниты	?	?	Юго-западные отроги Гиссара

нейшем эти участки или сохранялись как антиклинальные поднятия в течение всего остального палеозоя, или же испытывали вновь погружения. Характерным примером второго случая является Кара-Чатырская зона, претерпевшая поднятие в связи с предсреднекарбоновой фазой складчатости и испытавшая затем в среднем карбоне новое погружение.

Помимо упомянутых интрузий в районе юго-западных отрогов Гиссарского хребта, со складчатыми движениями в конце среднего палеозоя, быть может, следует связывать основные и ультраосновные интрузии Туркестано-Алая и западных отрогов Алайской горной системы. Они в одних случаях приурочены (Кара-Чатырская зона) к предсреднекарбоновым складчатым зонам, в других — расположены в соседних геосинклинальных зонах.

Эффузии верхнепалеозойского возраста в большинстве случаев достаточно отчетливо локализуются в районах развития верхнепалеозойских депрессий и носили также в основном характер подводных трещинных излияний. Ввиду трудности расчленения более ранних и более поздних верхнепалеозойских интрузий вопрос об их связи с верхнепалеозойскими структурами остается в ряде случаев мало освещенным. Для поздних верхнепалеозойских интрузий в некоторых районах (Северо-Алайская, Южно-Гиссарская зоны) достаточно отчетливо устанавливается их пространственная связь со складчатыми структурами предположительно нижнепермского возраста. Они располагаются или в самих складчатых зонах, или в прилегающих частях антиклинальных поднятий. Связь со структурами второго порядка (антиклинальные интрузии, интрузии, приуроченные к разломам, и т. д.) устанавливается сравнительно редко, что, вероятно, обусловлено лишь недостаточной изученностью района.

Для юго-западной части Гиссарского хребта опять-таки устанавливается наибольшее разнообразие и многофазность как поверхностного, так и глубинного (до 6—8 фаз) верхнепалеозойского вулканизма, связанная, повидимому, с наиболее сложной историей тектонического развития этого района. Мы уже упоминали, что в этом отношении юго-западная часть Гиссарского хребта может быть сопоставлена с Кураминским хребтом, вулканизм которого проявляет сходные черты. История развития Кара-Чатырской зоны значительно более проста, чем история остальных верхнепалеозойских депрессий. Здесь отчетливо устанавливается предсреднекарбоновая фаза складчатости, с которой, быть может, связаны интрузии основной группы; затем этот район является снова областью накопления осадков и был вновь охвачен более поздними фазами верхнепалеозойской складчатости. С последними связаны небольшие кислые интрузии.

Наконец, еще более проста история остальных верхнепалеозойских депрессий, в которых проявились лишь верхнепалеозойские фазы складчатости и связанные с ними интрузии гранитоидов и щелочных пород. Сравнительной простотой характеризуется также и вулканизм областей антиклинальных поднятий, претерпевших лишь однократное поднятие в одних случаях еще в среднем палеозое, а в других — в первой половине верхнего палеозоя. Здесь установлены лишь предполагаемые верхнепалеозойские интрузии. В некоторых случаях достаточно отчетливо проявляется тяготение большинства интрузий к краевым частям зоны, прилегающим к верхнепалеозойским депрессиям.

МЕТАЛЛОНОСНОСТЬ

В металлоносности Алайской горной системы ведущее значение имеют рудные месторождения, связанные с верхнепалеозойскими интрузиями. Только сурьмяно-ртутные месторождения Алайской системы,

имеющие большое промышленное значение, спорны по возрасту. Их относят и к верхнепалеозойскому, и к альпийскому возрасту. Все остальные рудопроявления среднепалеозойского и мезозойского возраста за редкими исключениями очень малы и не представляют никакого практического интереса. Поэтому, естественно, что основное внимание будет нами уделено проявлениям рудоносности, связанным с верхнепалеозойским вулканизмом.

Проявления поверхностного вулканизма как в среднем, так и в верхнем палеозое, повидимому, не дали никаких интересных концентраций рудных элементов, так как до настоящего времени не установлены связанные с ними рудопроявления. В дальнейшем они исключены из рассмотрения.

Интрузии неокаледонского(?) возраста, установленные в районе юго-западных отрогов Гиссарского хребта, судя по имеющимся материалам, не сопровождались рудными образованиями. Ничтожное значение имеет также рудоносность расположенных здесь преднижнекарбоновых интрузий гранодиоритов и нижнекарбоновых(?) интрузий тоналитов, кварцевых диоритов, кварцевых монцонитов и, возможно, гранодиоритов, так как в районе их развития установлены лишь слабые проявления мышьяково-пиритового, пиритового и пирротинового оруденения.

С нижнекарбоновым вулканизмом, как уже говорилось выше, следует, быть может, связывать основные и ультраосновные интрузии северных районов Алайской горной системы. Для рудоносности этих пород характерны: незначительные концентрации хромита, небольшие жилки и линзочки титаномагнетитов в Султан-Уиз-Даге, контактовое магнетитовое месторождение Надир, содержащее также медь, слабые проявления никелевого оруденения в серпентинитах Султан-Уиз-Дага и никель-кобальтовое оруденение в виде содержащих эти металлы хромовых хлоритов в районе северных склонов Алайского хребта (Кан, Джолбарс). Все эти проявления металлоносности, за исключением месторождения Надир, не представляют практического интереса.

Совершенно иная картина наблюдается при анализе рудоносности верхнепалеозойских интрузий. Среди них, как уже указывалось, выделяется группа среднекарбоновых интрузий, отчетливо установленных в пределах Гиссарского хребта и в известной степени проблематичных для остальных районов. Относимые к среднему карбону мелкие интрузии гранодиоритов, кварцевых диоритов и диоритов и связанные с ними жильные породы сопровождаются, возможно, проявлениями вольфрамового и редкометального оруденения, вполне сходного с аналогичными месторождениями других районов Алайской горной системы. Последние отнесены нами к проявлениям рудоносности более поздних нижнепермских(?) интрузий группы гранодиоритов. Несколько более поздние по возрасту среднекарбоновые турмалиновые граниты и порфировидные граниты обычно слабо рудоносны. Возможно, что с ними связаны некоторые проявления оловянного, вольфрамового, мышьякового, медного, полиметаллического и флюоритового оруденения, но вопрос о возрастном положении этих рудопроявлений изучен мало. С гранитами также связаны пегматиты, содержащие иногда касситерит.

Все остальные широко распространенные в описываемом районе интрузии имеют в одних случаях установленный послеверхнекарбоновый или даже нижнепермский(?) возраст. В других случаях вопрос более точной датировки их возрастного положения в верхнем палеозое остается проблематичным. С интрузиями связана значительная часть рудопроявлений и месторождений района. Довольно отчетливо выделяются три группы интрузивов. К первой могут быть отнесены интрузивы, в которых преобладающая роль принадлежит гранодиоритам — кварцевым диоритам с подчиненными дифференциатами — сиенито-диоритами, диоритами, гранитами и другими породами; ко второй группе

примыкают породы, по составу отвечающие гранитам и близким к ним породам, и, наконец, к третьей — породы, содержащие минералы, характерные для пород щелочной группы. Как указывалось, наиболее ранними являются интрузии группы гранодиоритов — кварцевых диоритов. За ними следуют граниты, а затем интрузии щелочной группы. Каждая из выделяемых групп характеризуется своеобразными особенностями металлоносности.

Для пород группы гранодиоритов — кварцевых диоритов особенно характерны повышенные концентрации вольфрама, мышьяка, существенную роль в связанных с ними месторождениях играют иногда олово, кобальт, молибден, медь, железо (в основном сернистые соединения, реже кислородные) и золото, незначительная роль принадлежит меди, свинцу, висмуту и некоторым другим менее распространенным элементам.

Специфические особенности металлоносности гранитов отчетливо выявляются лишь в тех случаях, когда имеет место территориальная разобщенность этих интрузий и интрузий группы гранодиоритов — кварцевых диоритов. На территории Туркестано-Алая отчетливо устанавливается связь с некоторыми интрузиями этой группы для месторождений олова пегматитового типа. Другими характерными элементами оловоносных пегматитов являются бериллий, литий, тантал и ниобий. Выделяется группа ортитоносных пегматитов. Характерно отсутствие сульфидных месторождений.

Специфические особенности металлоносности интрузий гранитов западных отрогов Алайской горной системы в связи со сложным строением этих интрузий устанавливаются неотчетливо. Повидимому, здесь снова намечаются в некоторых случаях проявления оловянного оруденения, но помимо пегматитов (Алтын-Тау и др.), известны также совершенно другие генетические типы.

Материалы по изучению месторождений позволяют наметить некоторые генетические типы и рудные формации, широко проявленные в рассматриваемой провинции.

Для месторождений вольфрама, связанных с интрузиями группы гранодиоритов — кварцевых диоритов, очень характерны скарновые месторождения шеелита. Скарново-шеелитовый тип минерализации особенно широко проявлен в районах западных отрогов Алайской горной системы и Гиссарского хребта и гораздо слабее — в более восточных частях района. Помимо скарнов, вольфрам в значительно меньшем количестве локализуется иногда в виде кварц-шеелитовых жил (Зиатдинские и Нуратинские горы). Месторождения типа кварц-вольфрамовых жил совершенно неизвестны. Почти все скарновые месторождения отчетливо локализуются в контактах интрузий гранодиоритовой группы с карбонатными породами. Очень редко (Такфон) они расположены вне контакта с интрузиями. Известны случаи образования скарновых месторождений в контакте с крупной вскрытой эрозией интрузией гранитов, в которой гранодиориты, развиваясь участками в области контакта, играют заметно подчиненную роль.

Состав скарнов преимущественно пироксеновый, часто гранато-пироксеновый. Другие скарновые минералы обычно играют подчиненную роль. Наблюдается тесная связь шеелитового оруденения со скарновым процессом. Процесс скарнообразования протекал на поздних этапах формирования интрузии. В некоторых случаях (Лянгар) устанавливается довольно тесная связь вольфрамового оруденения с молибденовым. Характерно наложение более позднего гидротермального оруденения, степень развития которого различна. С гидротермальным этапом обычно связано образование арсенопирита, касситерита, пирротина, пирита, висмутовых минералов, халькопирита, галенита, сфалерита, станнина, золота и ряда других минералов. Редко в небольшом количестве присут-

ствует вольфрамит. Таким образом, кроме интересных с практической точки зрения почти мономинеральных шеелитовых месторождений, встречаются месторождения, ценными компонентами которых являются молибден, олово, мышьяк.

Скарновые месторождения известны в контактовых ореолах как уже глубоко вскрытых эрозией интрузий, так и слабо размытых малых интрузий.

Структурный контроль оруденения различный: устанавливаются приконтактовые, пластообразные, следующие определенным горизонтам и трещинные скарновые тела. Мощность скарновых тел различная, они достигают иногда 30—50 *м*.

Скарново-шеелитовая минерализация широко распространена. Количество зафиксированных месторождений приближается к 40, причем среди них довольно много промышленных — Лянгар, Койташ, Угат, Ингичка, Катта-Сай, Кара-Тюбе, Кабуты, Майхура, Рарз, Мелик-Су и др.

Тесную пространственную связь со скарновыми образованиями проявляет довольно значительная группа мышьяковых месторождений района. В одних случаях это месторождения с наложенной гидротермальной сульфидной минерализацией на более раннюю скарново-шеелитовую, в других — кварцево-сульфидное оруденение развивается в скарнах, не содержащих шеелита. Эти месторождения могут быть выделены в особую группу. Наконец, нередки случаи, когда мышьяковое оруденение проявляется независимо от скарнов в виде кварцево-сульфидных гидротермальных образований, дающих обособленные тела, сети прожилков штокверкового характера и вкрапленность. Нередко скарновый и жильный тип мышьяковых месторождений проявляют тесную пространственную связь (Мосрифская группа месторождений, Чалкуйрюк—Ак-Джилгинское месторождение и другие). Кроме арсенопирита, в месторождениях этой группы нередко встречается довольно разнообразный комплекс рудных минералов, в связи с чем может быть выделено несколько подтипов: собственно мышьяковый, мышьяково-кобальтовый, мышьяково-оловянный, или мышьяково-вольфрамово-оловянный, мышьяково-полиметаллический и др.

Примером мышьяково-кобальтового подтипа является Чалкуйрюк—Ак-Джилгинское месторождение, где наиболее распространенными рудными минералами являются пирротин, саффлорит, данаит, арсенопирит, калаверит, сильванит, тетраэдрит, пирит, сфалерит и халькопирит. Известны минералы висмута.

Мышьяково-вольфрамовые и мышьяково-оловянно-вольфрамовые месторождения чрезвычайно характерны для Зеравшано-Гиссарской группы месторождений. Здесь с арсенопиритом часто ассоциируются касситерит, шеелит, станнин, халькопирит, пирротин и другие рудные минералы, среди которых устанавливаются также минералы висмута и кобальта.

В качестве особой группы могут быть выделены установленные в последнее время в Зиатдинских и Зирабулакских горах касситерит-арсенопиритовые кварцевые жилы, сопровождаемые грейзенизацией и пиритизацией.

Примером мышьяково-полиметаллических месторождений может служить Обисарбухское месторождение, в котором арсенопирит тесно ассоциируется с пиритом, галенитом, сфалеритом, халькопиритом и другими минералами.

В некоторых месторождениях устанавливается повышенное количество золота (Чалкуйрюк—Ак-Джилга).

Многие мышьяковые месторождения проявляют отчетливую пространственную связь с интрузиями группы гранодиоритов — кварцевых диоритов, располагаясь в их контактовых ореолах. По условиям образования значительная часть этих месторождений может быть отнесена к группе

гидротермальных высокотемпературных, а мышьяково-полиметаллические — к гидротермальным среднетемпературным.

В распределении мышьяковых месторождений в пределах Алайской горной системы устанавливается известная закономерность. В области западных отрогов Алайской горной системы арсенопирит выступает в заметном количестве лишь в месторождениях типа мышьяково-оловянных кварцевых жил. Наибольшая концентрация мышьяковых месторождений характерна для Зеравшано-Гиссарского района, где особенно широкое развитие получили явления наложения более поздней кварц-арсенопиритовой минерализации на скарновый тип и комплексные мышьяково-оловянно-вольфрамовые месторождения.

Наконец, мышьяковые месторождения развиты в восточной половине Алайского хребта. Некоторые месторождения этого района характеризуются повышенной кобальтоносностью и золотоносностью. Широкое развитие получили месторождения как связанные со скарновым процессом, так и не проявляющие связи с участками развития скарнов. Ассоциация арсенопирита с оловом и вольфрамом не проявлена, и олово, в частности, связано с гранитами, часто пространственно обособленными от интрузий группы гранодиоритов — кварцевых диоритов.

Из приведенного описания видно, что месторождения рассматриваемой группы, условно отнесенные нами к мышьяковым, во многих случаях являются комплексными и содержат в значительной концентрации такие элементы, как кобальт, олово, вольфрам, золото. Присутствующие обычно в них медь, свинец, цинк, висмут, серебро, сурьма и другие более редкие элементы наблюдаются в концентрациях, не представляющих практического интереса. Минералогический состав многих месторождений характеризуется большим разнообразием.

Рудоконтролирующими структурами являются чаще всего трещины и разломы; известны рудные тела, в которых распространение оруденения контролируется приуроченностью к плоскостям напластования или отдельным рудным горизонтам. Рудные тела по форме разнообразны: встречаются жильные тела, пластообразные залежи, линзы, вкрапленные рудные тела, штокверки и другие более сложные формы.

В рассматриваемой группе известно более 80 проявлений оруденения. Довольно значительная часть их обладает промышленными запасами (месторождения Центрального Таджикистана, Чалкуйрюк—Ак-Джилга, Бель-Алма и другие). Некоторые из них разрабатываются.

Бо́льшая часть проявлений оловянного оруденения, за исключением пегматитовых месторождений, которые будут рассмотрены ниже, относится к рассмотренной только что группе и тесно ассоциируется с арсенопиритом или шеелитом. Характерно, что, вероятно, наиболее перспективные из них, относимые к типу кварц-арсенопиритовых жил (Карнаб, Чангалли, Кочкарлы), находятся в районах развития сложных интрузивов, в составе которых, помимо гранодиоритов, существенная роль принадлежит несколько более поздним гранитам. С интрузией гранитов связаны также кварцевые жилы с касситеритом, не содержащие, судя по описаниям, других сульфидов (месторождение Тырк-Пай-Сая на южных склонах Нуратинских гор).

Для молибдена, помимо уже упомянутых скарновых месторождений, в которых он тесно ассоциируется с шеелитом, известна также формация типа кварцевых жил или грейзенизированных зон. Масштаб минерализации обычно незначителен, и известные рудопроявления в отношении молибдена, за исключением, быть может, Санзарского месторождения, практического интереса не представляют. В скарновом типе концентрации молибдена представляют иногда практический интерес (Лянгар).

Особо следует упомянуть о том, что некоторые проявления молибденового оруденения в Гиссаре связаны с поздними нижнепермскими малыми интрузиями гранитоидов.

Связанные с интрузиями рассматриваемой группы крупные концентрации железа в виде гематита и магнетита в пределах Алайской горной системы неизвестны. В незначительных количествах магнетит и гематит достаточно часто встречаются в скарнах. Небольшие залежи магнетита и гематита залегают в скарнах южного склона Гиссарского хребта (бассейн р. Арху и Харангон). Железное оруденение обычно сопровождается наложившейся сульфидной минерализацией с развитием в отдельных случаях пирита, халькопирита, галенита и других минералов.

Своеобразный тип концентраций железа представлен зонами дробления и разломами с развивающимся по ним гематитовым оруденением. Примером такого типа оруденения является Тегерминское месторождение. Оно приурочено к зоне разлома в мраморизованных известняках и выражено гематитом, сопровождаемым пиритом, небольшим количеством халькопирита и окварцеванием пород. Сходно приуроченное к зоне разломов месторождение Чиипак, в котором гематитовое оруденение, сопровождается большим количеством карбонатов. Этот тип месторождений также характерен для районов южных склонов Гиссарского хребта.

Собственно золоторудные месторождения в пределах Алайской горной системы установлены только в Нуратинских горах. Связь оруденения с интрузивами групп гранодиоритов проблематична. Во всех случаях золото связано с кварцевыми жилами. В некоторых случаях (Алтын-Казган) золото ассоциируется с висмутом и пиритом, в других (Синтаб) — с более широкой группой сульфидов (пирит, галенит, сфалерит и блеклые руды).

Медное оруденение обычно ничтожно по своим размерам. Иногда в случае развития оруденения в области контакта интрузивов с вмещающими породами представляется возможным говорить о связи медных рудопроявлений с определенными интрузивными комплексами. Кроме халькопирита, обычными рудными минералами медных рудопроявлений являются пирит, реже пирротин; присутствуют галенит, сфалерит и другие сульфиды. Часть рудопроявлений, вероятно, связана с более ранними доверхнекарбоновыми интрузиями. Они представлены кварцевыми жилами и сульфидами, зонами вкрапленных сульфидов вдоль тектонических линий, незначительными скоплениями или прожилками в скарновых зонах. Довольно часто пирит является резко преобладающим минералом, а халькопирит — подчиненным.

Среди полиметаллических месторождений Алайской горной системы может быть выделена группа, нередко проявляющая довольно отчетливую территориальную связь с определенными интрузивами из группы гранодиоритов — кварцевых диоритов. Помимо галенита и сфалерита, во многих месторождениях присутствуют халькопирит, пирит, блеклые руды, висмутовый блеск и другие более редкие сульфиды. Иногда в месторождениях устанавливается несколько повышенное содержание серебра. Проявления полиметаллического оруденения в одних случаях приурочены к скарнам, в других — к небольшим кварцевым и кварц-карбонатным жилам, в третьих — к известнякам, где они образуют небольшие линзовидные тела и вкрапленность. Промышленно интересные месторождения в этой группе до настоящего времени встречены не были. Перечисленными типами месторождений ограничиваются проявления рудоносности, которые с большей или меньшей вероятностью могут быть связаны с верхнепалеозойскими интрузиями группы гранодиоритов — кварцевых диоритов или более сложными по характеру интрузиями гранодиоритов — гранитов западных отрогов Алайской горной системы и Гиссарского хребта.

Специфические особенности металлоносности собственно гранитов достаточно отчетливо проявлены лишь в пределах Туркестано-Алая, где эти породы в ряде случаев дают территориально обособленные интрузии. Металлоносность этих пород в большинстве случаев крайне убога, зна-

чительные сульфидные месторождения не известны, и установлены лишь незначительные по размерам проявления медного и полиметаллического оруденения, проявления пиритизации и небольшие скопления железа (гематит), в некоторых контактовых зонах. Судя по результатам шлихового опробования, для района развития гранитов устанавливается повышенная оловоносность.

Особое место занимают оловоносные пегматитовые месторождения, связанные с интрузиями гранитов. Они известны как в восточной части Туркестанского хребта, так и в горах Алтын-Тау, где широко развиты пегматитовые поля. Среди простых пегматитов здесь выделяются группы так называемых сложных пегматитов, рудоносность которых заслуживает внимания. Развитие в них рудных минералов сопровождается процессами грейзенизации или альбитизации. Наряду с касситеритом характерно развитие тантало-ниобатов (колумбит), литиевых минералов (сподумен, лепидолит), берилла, полихромных турмалинов и других более редких минералов. Другим своеобразным типом являются ортитовые пегматиты.

Кроме перечисленных выше проявлений металлоносности, которые с большей или меньшей точностью могут быть привязаны к выделяемым нами интрузивным комплексам, для металлогении Алайской горной системы характерны довольно многочисленные месторождения, не проявляющие отчетливой связи с интрузиями. К этой группе могут быть отнесены представляющие большой интерес сурьмяно-ртутные месторождения, некоторые — полиметаллов и месторождения марганца.

Сурьмяно-ртутные месторождения являются одной из характерных особенностей металлогении Алайской горной системы и имеют широкое распространение как в пределах Туркестано-Алая, так и в Зеравшано-Гиссарской горной системе. Возраст указанных месторождений является спорным. Одни исследователи склонны считать их образованиями альпийского возраста, слагающими крупный сурьмяно-ртутный альпийский пояс, начинающийся на западе в Кугитанге и продолжающийся на востоке уже в пределах Китая. Другие считают более вероятным верхнепалеозойский возраст сурьмяно-ртутных месторождений.

Не останавливаясь на подробном рассмотрении доводов, приводимых в пользу этих противоположных точек зрения, автор считает необходимым отметить, что лично он склонен считать более вероятным верхнепалеозойский возраст этих месторождений.

Известно свыше 40 сурьмяно-ртутных месторождений и рудопроявлений, причем все они, за исключением одного Кугитангского, залегающего в мезозойских породах, располагаются в палеозойских породах. Возраст вмещающих палеозойских пород различен (от верхнего силура до среднего карбона). Распределение сурьмяно-ртутных месторождений в районе неравномерное; нередко устанавливается групповое, кулисообразное расположение месторождений, согласующееся с варисскими структурами. Месторождения эти довольно отчетливо тяготеют к известнякам, случаи залегания в породах другого состава редки.

По структурно-морфологическим признакам в основном выделяются пластовые тела вдоль трещин или зон дробления и гнездовые месторождения. Наиболее благоприятными коллекторами являются слоистые известняки, окварцованные в процессе оруденения и перекрываемые сланцами. Наиболее благоприятной структурой является сочетание рудоподводящих трещин и группы трещин с локализующими оруденение перекрытиями в виде сланцевой кровли или тектонического нарушения. Выделяется два основных типа месторождений:

1) Межформационные пластовые месторождения, в которых сосредоточена основная часть запасов;

2) Трещинные, или гнездовые, в открытых структурах, представленные довольно многочисленными, но обычно мелкими по масштабу месторождениями.

Для минералогического состава месторождений, кроме киновари и антимонита, характерны нередко аурипигмент и более редкие арсенопирит, пирит, фаматинит, тетраэдрит, халькопирит, сфалерит. Из жильных минералов распространены кварц, кальцит, флюорит, в меньшей степени барит, манган-анкерит, каолинит. В большей или меньшей степени развиты процессы силификации, каолинизации и серицитизации боковых пород. Нередко устанавливаются колломорфные структуры руд.

Многие месторождения группы имеют промышленный интерес — Чаувай, Кадамджай, Хайдаркан, Джиджикрут и др.

Не проявляющие связи с интрузиями полиметаллические месторождения установлены на северных склонах Туркестано-Алая. К ним относятся месторождения Туркестанского Кара-Тау, Ляканское месторождение и, возможно, месторождения гор Катран-Тау.

По характеру они могут быть разбиты на три группы.

1. Кварцевые, баритовые и кальцитовые жилы с галенитом, сфалеритом, бурнонитом, которые залегают в песчаниках и конгломератах верхнего карбона и известняках среднего карбона.

2. Метасоматические месторождения галенита и сфалерита в известняках среднего палеозоя.

3. Метасоматические полиметаллические месторождения в известняках.

К первой группе относится ряд незначительных по размерам месторождений в горах Кара-Тау. Рудные проявления обычно приурочены к жилам, к зонам и трещинам нарушения. Они выражены зонами вкрапленных руд, сопровождаемых кварцевыми, кальцитовыми, и баритовыми жилами или же небольшими кварцевыми, баритовыми и кальцитовыми жилами с вкрапленностью галенита.

Преобладающим рудным минералом является галенит. Содержание серебра незначительно.

Ко второй группе можно отнести месторождения Кон-и-Гут и несколько других более мелких рудопроявлений. Наибольший интерес представляет месторождение Кон-и-Гут, приуроченное к тектоническим нарушениям в известняках среднего палеозоя. Рудные тела по форме разнообразны; встречаются пластовые и линзообразные рудные залежи, простые и сложные жилы, трубчатые тела. Первичные руды, судя по сохранившимся остаткам, представлены галенитом, марказитом, реже сфалеритом, тетраэдритом, полибазитом. Содержание серебра в рудах повышенное. Жильные минералы — кальцит, реже кварц и барит.

К третьей группе относятся месторождения гор Катран-Тау, часть которых территориально приурочена к районам развития ультраосновных пород. Проявлений полиметаллического оруденения здесь много (свыше 30), и некоторые из них (Кан) отличаются большими размерами. Почти все проявления полиметаллического оруденения локализуются в известняках нижнего карбона. По форме рудные тела очень разнообразны; здесь наблюдаются небольшие линзы, межпластовые залежи, гнезда и т. д. Из рудных минералов присутствуют галенит, сфалерит, пирит, халькопирит и другие. Преобладающим минералом является галенит.

К полиметаллическим месторождениям примыкают флюоритовые месторождения, особенно характерные для района юго-западных отрогов Гиссарского хребта. Во многих из этих месторождений флюорит тесно ассоциируется с полиметаллами. Известны значительные по размерам промышленные месторождения флюорита (Такоб). Своеобразную группу, примыкающую скорее к группе сурьмяно-ртутных месторождений, представляют собой месторождения оптического флюорита.

Месторождения марганца известны лишь в районе западных отрогов Алайской горной системы. Одно из них (Дауташское месторождение) приурочено к толще метаморфических пород: гнейсов, сланцев и мраморизованных известняков. На поверхность выходят черные окисленные

руды, развивающиеся за счет метаморфических пород, в которых установлены первичные окислы и карбонаты марганца. Второе месторождение (Чапан-Ата) незначительно по размерам. Оно представлено небольшими скоплениями, гнездами и прожилками манганита и пиролюзита.

Достоверные проявления постпалеозойской глубинной металлоносности известны лишь в районе юго-западных отрогов Гиссарского хребта. Они представлены в горах Кугитанг-Тау небольшими по размеру кварцевыми жилами с медным и свинцово-цинковым оруденением, залегающими в песчаниках нижнеюрского возраста. Кроме того, известно проявление ртутного оруденения (Кугитанг), приуроченное к мезозойским отложениям.

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

Приведенные выше данные об истории тектонического развития, особенностях вулканизма и металлогении рассматриваемой части палеозойской геосинклинали, на месте которой образовалась Алайская горная система, позволяют наметить некоторые закономерности, существенные для оценки перспективности рассматриваемого района в отношении дальнейших поисков эндогенных рудных месторождений.

1. Для бóльшей части территории Алайской горной системы, за исключением Южно-Гиссарской зоны, имеющей резко отличный характер тектоно-магматического развития, устанавливается сравнительно слабое распространение интрузий, образование которых связано с ранними этапами формирования геосинклинали. Магматическая деятельность проявилась главным образом в эффузивах преимущественно основного состава, имеющих достаточно широкое распространение. Интрузии основного и ультраосновного состава развиты ограниченно и по времени относятся к нижнему карбону. Рудная минерализация скудна и ограничена. Представлена она обычно незначительными проявлениями хромитового, магнетитового, медно-магнетитового, титаномагнетитового, никелевого и кобальто-никелевого оруденения. По возрасту все эти рудные проявления должны быть отнесены скорее всего к нижнему карбону.

2. Значительно более сложен характер вулканизма и металлогении верхнего палеозоя. Уже в начале верхнего палеозоя для значительной части рассматриваемой территории наметились обширные области поднятий, к которым примыкали верхнепалеозойские депрессии, являвшиеся областями интенсивного погружения и накопления осадков. Основной являлась складчатость в конце верхнего палеозоя, причем уже в верхней перми рассматриваемая часть Тянь-Шаня закончила геосинклинальную историю тектонического развития и была преобразована в геоантиклинальную зону. Таким образом, в верхнем палеозое здесь устанавливаются особенности ранних, средних и поздних этапов развития геосинклинали.

Как видно из табл. 3, для районов Алайской горной системы выявляется многократная последовательность интрузивной деятельности, наиболее отчетливо выраженная на территории Гиссарского хребта.

Трудность сопоставления различных проявлений интрузивной деятельности усугубляется тем, что история тектонического развития различных подзон Алайской горной системы в верхнем палеозое отличалась рядом существенных особенностей. В одних случаях основные фазы складчатости (Северо-Алайская, Кара-Чатырская подзоны) имели место лишь в конце верхнего палеозоя и погружение и накопление осадков протекало непрерывно в течение среднего и верхнего карбона. В других случаях (Гиссаро-Алайская подзона поднятий) складчатость имела место уже в среднем карбоне и в течение верхнего карбона эти участки являлись геосинклинальными зонами. Наконец, иногда (Южно-Гиссарская и Западно-Зеравшанская подзоны) участки земной коры, смятые в складки еще в среднем карбоне, претерпевали повторное погружение

в верхнем карбоне и были вновь захвачены складчатостью в конце верхнего палеозоя, причем устанавливается достаточно интенсивная интрузивная деятельность, связанная как с более ранними, так и с более поздними этапами складчатости.

Для вулканизма в верхнем палеозое характерны сравнительно широко распространенные подводные эффузии, преимущественно основного состава. Эти эффузии прекратились в верхнем карбоне и локализовались в участках верхнекарбоновых депрессий. Для южной части Гиссарского хребта также устанавливаются кислые излияния, имеющие и более поздний возраст, однако более ранние, чем малые интрузии гранитоидов и интрузии щелочных пород.

Постверхнекарбоновые интрузии имеют кислый состав и представлены обычно более ранними интрузиями группы гранодиоритов — кварцевых диоритов, и более поздними интрузиями гранитов, за которыми следовали щелочные интрузивы. В районах с отчетливо проявленными среднекарбоновыми интрузивами (Южно-Гиссарская и Западно-Зеравшанская подзоны), кроме поздних верхнепалеозойских интрузий, устанавливаются также ранние крупные интрузии гранитов и гранодиоритов, которым предшествовали и за которыми следовали мелкие интрузии гранитоидов среднекарбонового возраста. Наконец, в Алайском хребте к этому времени могут быть отнесены малые интрузии диабазов.

Таким образом, интрузии средних этапов развития геосинклинали проявились в Алайской горной системе в большинстве случаев лишь в конце верхнего палеозоя, но в некоторых районах они имели достаточно широкое развитие уже в среднем карбоне, т. е. конечный период ранних этапов развития геосинклинали. Состав интрузивов колеблется преимущественно от кварцевых диоритов до гранитов.

С поздними этапами развития геосинклинали могут быть связаны интрузивы щелочной группы и некоторые малые интрузии, главным образом гранитов, наиболее отчетливо проявленных в Южно-Гиссарской подзоне.

3. С отмеченными выше особенностями истории верхнепалеозойского вулканизма Алайской горной системы связаны и некоторые особенности ее металлогении. Как мы уже отмечали, имеются многочисленные основания предполагать, что главная масса рудных месторождений рассматриваемого района связана с проявлениями вулканизма в конце верхнего палеозоя. Проблематичным является лишь возраст некоторых месторождений Гиссарского и Зеравшанского хребтов, где в связи с достаточно широким развитием интрузивной деятельности в среднем карбоне возможен более ранний возраст некоторых месторождений.

На рис. 2 к статье Е. Д. Карповой (стр. 270) [1] показаны области распространения различных проявлений эндогенной минерализации. При рассмотрении карты достаточно отчетливо видно широкое развитие преимущественно шеелитовых и мышьяковых месторождений, сопровождаемых подчиненной оловянной, золотой, молибденовой, кобальтовой и другой минерализацией. Намечаются три района развития этих месторождений: в водораздельной части Алайского и отчасти Туркестанского хребтов, в пределах Гиссарского и Зеравшанского хребтов и в районе Нуратинского хребта. Более подробная характеристика рассматриваемой группы месторождений была приведена выше.

Пространственно месторождения располагаются или в окраинных частях доверхнекарбоновых геоантиклинальных поднятий, или в пределах верхнекарбоновых депрессий. В ряде случаев устанавливается отчетливая ассоциация месторождений с интрузиями группы гранодиоритов — кварцевых диоритов или со сложными интрузиями гранитоидов.

---

[1] Карта приложена к статье Е. Д. Карповой.

Намечается некоторое различие в характере месторождений трех упомянутых районов. В месторождениях района Алайского хребта отсутствует олово, шеелит имеет несколько подчиненное значение, концентрации кобальта и золота иногда повышены. Для месторождений Зеравшанского и Гиссарского хребтов устанавливается повышенная оловоносность, а для месторождения Нуратинского хребта малая роль мышьяка.

В соответствии с классификацией, изложенной Ю. А. Билибиным, значительная часть месторождений рассматриваемой группы может быть отнесена к группе образованных в средние этапы формирования геосинклинали, причем для месторождений Алайского хребта достаточно отчетливо выражено их более раннее положение по отношению к группе крупных интрузий гранитов. В то же время для части месторождений западной части Алайской горной системы намечается возможное более позднее положение и связь с малыми интрузиями, переходными от средних к поздним этапам формирования геосинклинали.

В пределах восточной части Туркестанского хребта отчетливо выделяется область развития сложных пегматитов с повышенным содержанием олова, лития, бериллия, тантало-ниобатов и других редких металлов. Месторождения отчетливо ассоциируются с гранитами и по принимаемой классификации могут быть отнесены к группе образованных в средние этапы формирования геосинклинали после мышьяково-шеелитовых месторождений Алайского хребта.

В районе Зиатдинского и Зирабулакского хребтов намечаются группы касситерито-арсенопиритовых месторождений, связанных с гранитами, которые по принимаемой классификации могут быть параллелизованы с сульфидно-касситеритовыми месторождениями, характерными для раннего периода поздних этапов формирования геосинклинали.

В пределах южных склонов Гиссарского хребта установлена область развития скарновых месторождений с магнетитовым и гематитовым оруденением и наложившейся сульфидной минерализацией, представленной галенитом, халькопиритом, пиритом и другими минералами. Проявляется отчетливая связь этих месторождений с верхнепалеозойскими интрузиями гранодиоритов. По времени образования указанные месторождения скорее всего должны быть отнесены к группе характерных для поздних этапов формирования геосинклинали.

В пределах Алайской горной системы отчетливо намечается несколько областей развития сурьмяно-ртутного оруденения, не проявляющего отчетливой связи с интрузивными комплексами. Наиболее широко эти месторождения представлены на северных склонах Туркестано-Алая и в Зеравшано-Гиссарском горном узле. Установлена преимущественная локализация месторождений в пределах более ранних предверхнекарбоновых геоантиклинальных поднятий, но известны проявления сурьмяно-ртутного оруденения и в верхнекарбоновых депрессиях. Судя по геологическому положению, эти месторождения должны быть, скорее всего, отнесены к группе сформированных в поздние этапы развития геосинклинали.

Вдоль южного обрамления Ферганской долины выделена область развития полиметаллических метасоматических месторождений, не проявляющих отчетливой связи с интрузивами. Намечается отчетливая приуроченность этих месторождений к верхнепалеозойским депрессиям и прилегающим частям более ранних геоантиклинальных поднятий.

Наконец, в пределах Южно-Гиссарской подзоны и прилегающих к ней с севера краевых частей подзоны более ранних поднятий намечается область развития флюоритовых, флюорито-полиметаллических, кварц-гематитовых и медных месторождений, не проявляющих отчетливой связи с интрузивными породами.

Судя по геологическому положению, отсутствию видимой связи с интрузиями, сурьмяно-ртутные и полиметаллические месторождения

Таблица 4

Сравнительная характеристика Южно-Гиссарской и Каржан-Тау-Кураминской подзон

Южно-Гиссарская подзона	Каржан-Тау—Кураминская подзона
Складчатость	
Неокаледонская Преднижнекарбоновая Предсреднекарбоновая (?) Верхнекарбоновая Преднижнепермская Постнижнепермская или нижнепермская	Неокаледонская Нижнекарбоновая Среднекарбоновая—2 фазы Верхнекарбоновая Нижнепермская Послепермская
Вулканизм	
S_2 — D — основные, реже кислые эффузивы, интрузии габбро и гранитоидов D — основные и кислые эффузии, интрузии гранодиоритов C_1 — кислые, а затем основные эффузии C_1 до C_2 (?) — малые интрузии гранитов C_2 — C_3 — эффузии преимущественно основного состава. Малые и крупные интрузии гранитоидов C_3 — средние эффузии C_3 — P_1 — интрузии микрогранитов и микродиоритов P_1 — кислые эффузии и более поздние малые интрузии аляскитовых гранитов, гранит- и сиенит-порфиров и пород щелочной группы	S_2 — D — средние эффузии и интрузии гранитов и аляскитов C_2 — средние эффузии C_2 — интрузии гранодиоритов C_2 — C_3 — преимущественно кислые эффузии и интрузии гранитоидов C_3 — P_1 — кислые эффузии P_1 — интрузии кварцевых диоритов, сиенито-диоритов и гранитов P_2 — кислые эффузии P_2 — сиенит-порфиры, гранит-порфиры, липариты. Поля с обильным развитием даек
Характерные рудные месторождения	
Скарны с месторождениями магнетита, гематита и наложившимся медным и полиметаллическим оруденением Скарны с шеелитом (преимущественно в прилегающих частях более ранних поднятий) Кварцевые жилы с молибденитом Мышьяковые месторождения с пирротином, иногда касситеритом и другими металлами (преимущественно в прилегающих частях более ранних поднятий) Гематито-пиритовое оруденение Флюоритовое оруденение, обычно с галенитом Сурьмяно- и сурьмяно-ртутные месторождения (в прилегающих частях более ранних поднятий) Медная и полиметаллическая минерализация Диаспоровая минерализация	Скарны с железным, полиметаллическим и реже шеелитовым оруденением Медно-порфировые месторождения Медно-висмутовые месторождения, часто с гематитом Серебро-свинцовые месторождения, часто с гематитом Мышьяково-полиметаллические месторождения Флюоритовые месторождения, часто с галенитом Сурьмяные месторождения Алунито-диаспоровые месторождения

могут быть отнесены к месторождениям, характерным для завершающего периода поздних этапов формирования геосинклинали.

4. В пределах Алайской горной системы по сложности истории тектонического развития и вулканизма отчетливо обособляется Южно-Гиссарская подзона, имеющая в этом отношении некоторое сходство с Каржан-Тау—Кураминской подзоной, что отчетливо видно из сопоставления, приводимого в табл. 4.

Основное отличие в вулканизме двух сравниваемых нами подзон заключается в более обильном развитии в Каржан-Тау—Кураминской подзоне поздних кислых эффузий, в более обильном развитии в ней поздних малых интрузий, в отсутствии в ней интрузий щелочных пород. Обращает на себя внимание также широкое развитие в Каржан-Тау — Кураминской подзоне мощных расколов, не выявленных еще до настоящего времени в Южно-Гиссарской подзоне. Наиболее существенные отличия в металлоносности замечаются в отсутствии в Южно-Гиссарской подзоне выявленных к настоящему времени медно-висмутовых месторождений и слабом развитии в ней серебро-свинцовых месторождений. Подобное сходство особенностей истории геологического развития, вулканизма и металлогении позволяет рекомендовать в Южно-Гиссарской подзоне проведение более широких поисков месторождений, характерных для Каржан-Тау—Кураминской подзоны.

5. Проявления достоверной мезозойской рудоносности крайне убоги и представлены небольшими месторождениями полиметаллов, меди и ртути, установленными в Кугитангской подзоне.

6. Намечается следующее пространственное распределение основной массы рудных месторождений в пределах Алайской горной системы: к верхнекарбоновым депрессиям приурочены полиметаллические и другие месторождения, не проявляющие отчетливой связи с интрузивами и имеющие некоторые особенности, характерные для месторождений западноевропейского типа минерализации. Эти месторождения окаймляют подзону Гиссаро-Алайских поднятий с севера и юга или расположены в примыкающих к этим депрессиям краевых частях поднятий. Сурьмяно-ртутные месторождения в основном тяготеют к подзонам более ранних доверхнекарбоновых поднятий, локализуясь преимущественно в их окраинных частях. Иногда они встречаются в более внутренних участках. Разнообразные шеелитовые, мышьяковые, оловянные месторождения, содержащие иногда повышенное количество кобальта, меди, золота, молибдена и других металлов, расположены или в серединных, по отношению к Гиссаро-Алайской геосинклинальной подзоне, верхнекарбоновых депрессиях, или в прилегающих окраинных частях этой подзоны.

В пределах Алайской горной системы выделяются участки (средняя часть Туркестанского хребта, восточная часть Гиссарского хребта), в пределах которых рудная минерализация проявлена убого. По своему положению эти участки соответствуют серединным частям доверхнекарбоновых поднятий, погружение которых было прервано, повидимому, еще в среднем палеозое [1].

---

[1] Изложенное в этой статье иллюстрируется схемой металлогении Тянь-Шаня и Памира (см. рис. 2 к статье Е. Д. Карповой).

Т. В. Билибина

К ПЕТРОХИМИИ И МЕТАЛЛОГЕНИИ КАЛЕДОНСКИХ ИНТРУЗИЙ СЕВЕРНОГО КАЗАХСТАНА

С каледонскими интрузиями Северного Казахстана связано богатое золотое оруденение и проявления магнетитового оруденения, имеющие аналогов в других районах Советского Союза. Приведенный в настоящей статье фактический материал о геологии и петрохимии интрузивных комплексов позволяет наметить некоторые общие закономерности их развития в связи с формированием среднепалеозойской геосинклинали. Изучение этих пород, расчленение их на интрузивные комплексы и установление связи определенного типа оруденения с каждым комплексом было произведено автором в 1940—1941 гг. совместно с Ю. А. Билибиным (1947 г.). В настоящей работе приведены систематически подобранные анализы почти всех пород каждого интрузивного комплекса, которые характеризуют как наиболее типичные разности этих пород, так и петрохимические особенности всего комплекса в целом.

Исследования, проведенные в пределах Северного Казахстана, охватывали площадь между ст. Курорт Боровое на западе и рудником Бес-Тюбе на востоке. По геологическому строению район представляет собой область стыка Кокчетавского антиклинория с отложениями среднего палеозоя, окаймляющими его с востока. Кокчетавский антиклинорий, протягивающийся от Боровского интрузива на западе до р. Ишима на востоке, сложен докембрийскими гнейсами, амфиболитами, сланцами, мраморами и в верхних частях толщи осадочными породами (Е. Д. Шлыгин, 1941 г.). В строении нижнего и среднего палеозоя принимают участие осадочные и вулканогенные породы нижнего силура; в подчиненном количестве присутствуют кембрийские и верхнесилурийские отложения. На востоке, в районе р. Селеты, пользуются большим развитием осадочные и вулканогенные породы и известняки девона. Нижнепалеозойские отложения перекрыты отложениями угленосного карбона, образующими мульды. В пределах этой складчатой зоны широко развиты каледонские интрузии. Варисские интрузии, преобладающие в соседнем Майкаин-Баянаульском районе, появляются к востоку от описываемого участка среди девонских отложений. Наши исследования касались только каледонских интрузивных пород, среди которых по ряду петрологических признаков были выделены следующие четыре интрузивных комплекса:

1) крыккудукский интрузивный комплекс габбро-норитов — тронд-ьемитов:

2) боровской интрузивный комплекс нормальных гранитоидов;

3) степнякский интрузивный комплекс малых интрузий состава роговообманковых габбро-диоритов — кварцевых диоритов.

4) атансорский комплекс диоритов — сиенито-диоритов.

Н. А. Фогельман и Е. И. Рыцк в 1941 г. установили наличие еще одного более древнего джусалинского комплекса габброидных пород.

Породы, входящие в состав различных интрузивных комплексов, большей частью образуют отдельные интрузивы, но иногда встречаются и в составе сложных интрузивных массивов. Для каждого комплекса в общем характерна определенная область распространения.

Интрузивы крыккудукского комплекса преобладают в центральной и восточной частях нижнепалеозойской складчатой зоны.

Интрузивы боровского комплекса располагаются в области непосредственного стыка Кокчетавского антиклинория с нижнепалеозойской складчатой зоной.

Дайки и малые интрузии степнякского комплекса проявляются везде, особенно сгущаясь в области развития интрузий крыккудукского и боровского комплексов.

Интрузивы атансорского комплекса присутствуют в восточной части района нередко в пределах интрузивов крыккудукского комплекса.

КРЫККУДУКСКИЙ ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС

Крыккудукский интрузивный комплекс представлен габбро-норитами, тоналитами, адамеллитами, трондьемитами и в небольшой части лейкократовыми гранитами с пегматитовыми обособлениями. Все породы комплекса встречаются в тесном совместном развитии, образуя крупные сложные интрузивы, вытянутые в меридиональном направлении (рис. 1). В Майкаин-Баянаульском районе в области широкого развития варисских интрузий были встречены небольшие тела габбро-норитов и тоналитов крыккудукского комплекса, свидетельствующие о постепенном затухании каледонской интрузивной деятельности к востоку от Кокчетавского района. Отличительной особенностью всех пород комплекса является их заметная региональная катаклазированность, приводящая местами к развитию гнейсовидных текстур.

Возраст комплекса определяется как таконский на основании того, что его породы метаморфизуют отложения нижнего силура и, по данным Р. А. Квятковского (1936 г.), встречены в гальке верхнесилурийских конгломератов. Нами были обнаружены аркозовые конгломераты с галькой пород крыккудукского комплекса в Майкаин-Баянаульском районе. Возраст этих образований не ясен.

Ниже приводится химическая и минералогическая характеристика пород крыккудукского интрузивного комплекса.

Габбро-нориты (обр. 641/745, табл. 1), образуют неправильные тела. Макроскопически это черные и серые породы с различной крупностью зерен, с переменным содержанием цветных минералов. Они состоят из лабрадора, гиперстена, реже моноклинного пироксена, иногда оливина и акцессорных апатита и магнетита. Структура их обычно офитовая, порфировидная. Количественные соотношения минералов и величина зерна непостоянны.

В контакте с тоналитами, адамеллитами и другими более молодыми породами этого комплекса в габбро-норитах наряду с ороговикованием наблюдается развитие роговой обманки, биотита, реже кварца, хлорита, турмалина и шпинели.

Тоналиты (обр. 773/664, табл. 1) слагают одно крупное тело в центральной части Крык-Кудукского интрузива и несколько мелких неправильных тел, сильно разъеденных в краях более молодыми породами. Макроскопически тоналиты среднезернисты и крупнозернисты, отличаются присутствием крупных изометричных пластинок биотита и призмочек черно-зеленого амфибола. Состоят из основного андезина, обыкновенной зеленой роговой обманки, густокоричневого биотита и кварца. Гиперстен и моноклинный пироксен встречаются как исключение, большей частью в виде реликтов среди роговой обманки. Акцессорные — магнетит, апатит, циркон.

Более молодые породы (адамеллиты и др.) производят в тоналитах контактовые изменения, выражающиеся в появлении мелкочешуйчатого биотита, эпидота и хлорита.

Адамеллиты (обр. 644/748, табл. 1) встречаются в виде крупных овальных тел в различных участках Крык-Кудукского и Аркалыкского интрузивов, разделенных между собой телами габбро-норитов и тоналитов. По составу адамеллиты близки к тоналитам, отличаясь от них боль-

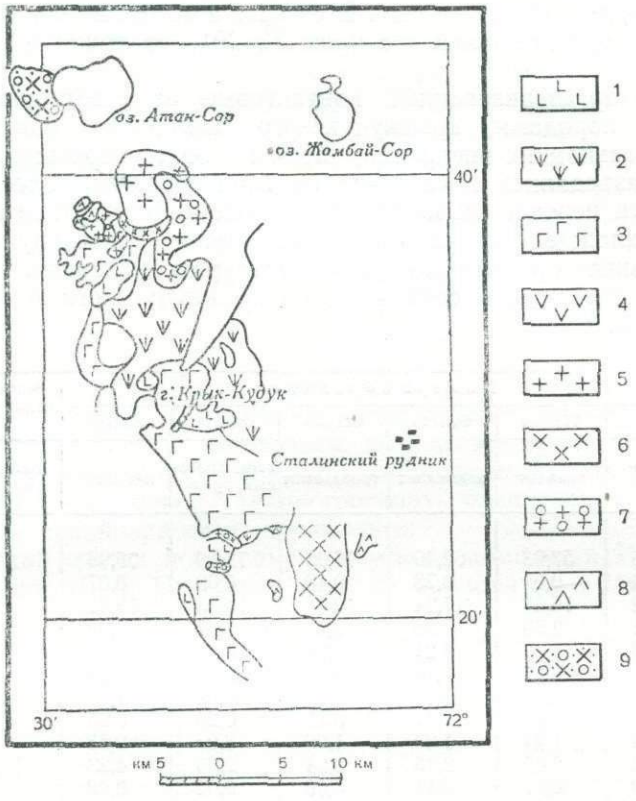


Рис. 1. Схема строения северной части Крык-Кудукского интрузива

Крык-кудукский комплекс: *1*—габбро-нориты; *2*—тоналиты; *3*—адамеллиты; *4*—трондьемиты. Боровской комплекс: *5*—биотитовые граниты; *6*—лейкократовые граниты; *7*—порфировидные микрограниты, аплитовидные граниты, аплиты; Степнякский комплекс: *8*—амфиболизированные габбро, роговообманковые кварцевые диориты, гранодиориты, граниты. Атансорский комплекс: *9*—кварцевые сиенито-диориты

шим содержанием кварца и появлением калиевого полевого шпата. Для них характерно неизменное присутствие ксенолитов палеозойских пород, габбро-норитов и тоналитов.

Трондьемиты (обр. 622/721, табл. 1) образуют небольшое линзообразное тело в центральной части Крык-Кудукского интрузива и отдельные дайки в западной его части. Макроскопически трондьемиты представлены очень характерными среднезернистыми белыми породами, состоящими из белого плагиоклаза и светлосерого кварца.

Плагиоклаз по составу соответствует андезину. В качестве примесей присутствуют микроклин, роговая обманка, биотит и мусковит. Магнетита, циркона и апатита очень немного. В контакте с другими породами наблюдается некоторое обогащение трондьемитов цветными минералами, ксенолиты в них почти не встречаются.

Лейкократовые граниты (обр. 696/814, табл. 1) присутствуют в Крык-Кудукском интрузиве в средней части интрузии тонали-

тов в виде небольшого удлиненного тела. Они отличаются от более молодых гранитов боровского комплекса, развитых в Крык-Кудукском интрузиве, сильной степенью катаклаза; в остальном соответствуют лейкократовым микроклиновым гранитам с достаточно высоким содержанием калиевого полевого шпата.

Аплиты и пегматиты обр. 653/760, табл. 1) образуют в Крык-Кудукском интрузиве редкие маломощные жилы, макроскопически белые и голубоватые, заметно давленные, что резко отличает их от аналогичных пород боровского комплекса. В составе аплитов и пегматитов преобладают кварц и плагиоклаз (не ниже № 20), содержание микроклина ничтожное.

Кратко охарактеризованные контактовые взаимоотношения между различными породами крыккудукского комплекса свидетельствуют о последовательном их внедрении, причем более древние члены этого комплекса разъедались и частично ассимилировались более молодыми, сохраняющими нередко их ксенолиты. Полное отсутствие порфировых структур и охлажденных контактов указывает на длительную кристаллизацию интрузивов при устойчивых температурных условиях.

Данные о химическом составе пород крыккудукского комплекса приводятся в табл. 1.

Таблица 1

Компоненты	Номера образцов						Числовая характеристика среднего состава по Дели	
	641/745	773/664	644/748	622/721	696/814	653/760		
	габбро-норит	тоналит	адамеллит	трондьемит	лейкократовый гранит	пегматит	оливин-норит	тоналит
SiO_2	50,48	57,93	62,40	76,05	77,09	76,98		
TiO_2	1,14	0,69	0,78	0,14	0,09	0,07		
Al_2O_3	19,52	16,58	17,24	13,51	11,93	13,01		
Fe_2O_3	3,61	2,59	2,26	0,41	0,97	0,69		
FeO	7,48	5,88	4,21	0,29	0,29	0,11		
MnO	0,19	0,17	0,14	0,01	Следы	0,03		
CaO	9,39	7,33	5,80	3,11	0,64	1,47		
MgO	4,11	3,57	2,81	0,41	0,20	0,26		
K_2O	0,64	1,44	1,25	1,09	6,07	2,53		
Na_2O	2,72	2,62	2,46	4,24	2,05	4,23		
P_2O_5	0,29	0,11	0,11	0,06	0,02	0,09		
F	0,03	0,03	0,02	—	—	—		
П.п.п	0,45	1,14	0,88	0,21	0,22	0,22		
H_2O	0,13	0,15	нет	0,09	0,13	0,12		
Сумма	100,18	100,23	100,36	99,62	99,70	99,81		
a	7,3	8,0	7,4	10,6	12,8	12,4	7,1	9,1
c	10,2	7,55	7,1	3,5	0,8	1,8	8,7	7,0
b	20,5	16,1	12,5	1,5	2,3	1,7	26,4	11,7
s	62,0	68,4	73,0	84,4	84,1	84,1	57,8	72,2
a'	—	—	13,2	—	40,0	38,4	—	—
f'	54,2	51,1	48,6	43,5	45,7	34,6	37,7	2,4
m'	36,2	38,4	32,6	43,5	14,3	27,0	53,3	54,8
c'	9,6	10,5	—	1,3	—	—	9,0	42,8
n	88,0	73,7	74,0	73,1	33,7	71,6	80,4	64,6
t'	1,6	0,9	0,9	0,1	0,1	0,1		
	16,3	20,1	15,4	3,7	34,3	30,7		

Примечание: Анализы выполнены в химической лаборатории ВСЕГЕИ: образцов 641/745 и 773/664—аналитиком Б. М. Френкель, образцов 622/721, 696/814 и 653/760—аналитиком М. Т. Селютиной, образца 644/748—аналитиком О. П. Бояршиновой.

Минералогический состав анализированных пород был подсчитан в шлифах на сетчатом окуляр-микрометре. Результаты этих подсчетов приводятся в табл. 2.

Таблица 2

Минералы	Номера образцов					
	641/745	773/664	644/748	622/721	696/814	653/760
	габбро-норит	тоналит	адамеллит	трондьемит	лейкократовый гранит	пегматит
Кварц	—	15,3	22,8	38,06	40,0	45,08
Плагиоклаз	83,5	59,6	63,2	56,83	11,7	29,33
Микроклин	—	—	3,5	3,84	47,7	25,54
Пироксен ромбический	7,1	—	—	—	—	—
Пироксен моноклинный	5	—	—	—	—	—
Биотит	—	7,5	0,9	—	0,1	0,09
Амфибол	0,7	16,3	8,5	0,84	—	—
Акцессорные	3,7	1,0	0,5	0,3	0,1	0,1
Вторичные	—	0,3	0,6	0,1	0,4	—

Породы крыккудукского комплекса сходны по минералогическому и химическому составу с породами змеиногорского комплекса Рудного Алтая, описанными Н. А. Елисеевым, но в то же время они отличаются отсутствием таких резких явлений гибридизации, которые отметил Н. А. Елисеев для пород змеиногорского комплекса, и более сильно выраженным меланократовым характером.

Химический состав пород змеиногорского комплекса Рудного Алтая по материалам Н. А. Елисеева (1938 г.) приводится в табл. 3.

Таблица 3

Компоненты	Номера образцов				
	240х	677а	89	181в	793а
	оливиновый габбро-норит	грано-диорит	габбро-диорит	трондьемит	адамеллит
SiO_2	49,44	65,67	50,46	74,34	74,93
TiO_2	1,48	0,36	1,56	0,22	Следы
Al_2O_3	17,36	15,38	15,48	14,48	14,96
Fe_2O_3	1,40	1,14	8,93	1,08	0,49
FeO	7,60	3,20	2,41	0,36	1,24
MnO	0,22	0,09	0,22	0,01	Следы
CaO	10,76	5,29	10,26	2,98	1,68
MgO	8,19	2,26	6,40	0,32	0,12
K_2O	0,46	3,09	0,26	0,52	1,12
Na_2O	2,09	2,05	1,19	4,98	4,88
a	5,4	9,2	3,2	11,5	11,8
c	9,1	5,9	9,5	3,6	2,0
b	27,1	8,7	26,0	1,9	5,1
s	58,4	76,2	61,3	83,0	81,1

БОРОВСКОЙ ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС

В состав боровского комплекса входят гранодиориты, биотито-рогово-обманковые граниты, биотитовые граниты, лейкократовые граниты, микрограниты, аплиты и пегматиты, являющиеся нормальными гранитоидами с достаточно высоким содержанием калиевого полевого шпата.

Характерной особенностью боровского комплекса является правильная округлая форма интрузивов и кольцевое, а местами дугообразное и концентричное расположение в них пород. Размеры Боровского, Джукейского, Даниловского и Макинского интрузивов не превышают 6—18 *км* в поперечнике (рис. 2). Характерно, что граниты боровского комплекса, развитые в пределах Крык-Кудукского интрузива, имеют ту же дугообразную форму, совершенно не свойственную архитектуре Крык-Кудукского интрузива (см. рис. 1).

В отличие от регионального катаклаза пород крыккудукского комплекса, в породах боровского комплекса катаклаз проявляется только вдоль четких зон милонитизации северо-западного простирания, обладающих значительной протяженностью и мощностью. Породы боровского комплекса метаморфизуют нижнесилурийские отложения и трансгрессивно перекрываются нижним карбоном (Даниловский интрузив). Более узко его возраст определяется на основании соотношения с другими интрузивными комплексами. В Крык-Кудукском интрузиве породы боровского комплекса при совместном развитии с регионально катаклазированными породами крыккудукского комплекса не несут следов катаклаза, что свидетельствует о более молодом возрасте этих пород. С другой стороны, породы боровскго комплекса секутся породами степнякского комплекса, возраст которого не моложе девона. Таким образом, по возрасту боровской комплекс может быть отнесен к верхнему силуру или ко времени между верхним силуром и девоном.

Ниже приводится химическая и минералогическая характеристика пород боровского интрузивного комплекса.

Гранодиориты (обр. 542/535, табл. 4), присутствующие в виде узкой полосы в северной части Даниловского интрузива, — это темные, среднезернистые, иногда богатые биотитом породы. Состоят из андезина, кварца, в меньшем количестве калиевого полевого шпата, биотита и роговой обманки. Моноклинный пироксен иногда встречается в виде реликтов внутри кристаллов роговой обманки. Акцессорные минералы, количество которых очень значительно, представлены магнетитом, бурым плеохроичным сфеном, цирконом и апатитом.

Биотито-роговообманковые граниты (обр. 177/172, табл. 4) слагают периферическое кольцо Боровского интрузива и внутреннее кольцо Джукейского интрузива. Макроскопически они представляют собой серые неравномернозернистые породы с крупными широкими листочками биотита. По составу соответствуют нормальным гранитам, содержащим, кроме биотита, обыкновенную зеленую роговую обманку.

Плагиоклаз представлен олигоклазом, нередко альбитизированным. Среди акцессорных минералов появляется ортит.

Характерно наличие оторочек калиевого полевого шпата вокруг зерен плагиоклаза и в образовании мирмекитов в стыке последнего с калиевым полевым шпатом.

Биотитовые граниты, слагающие небольшое дугообразное тело и ряд более мелких тел в северной части Крык-Кудукского интрузива, представлены светлосерыми мелкозернистыми породами с небольшим количеством биотита. Особенностью их состава является наличие зонального кислого андезина; иногда наряду с биотитом встречается роговая обманка. Акцессорных — сфена, магнетита и апатита — меньше, чем в других породах комплекса.

Порфировидные граниты (обр. 245/235, табл. 4), располагающиеся в центральных частях Боровского, Джукейского и Даниловского интрузивов, отличаются обилием порфировидных выделений серого и голубоватого прозрачного калиевого полевого шпата и более мелких кристалликов плагиоклаза. В главной аллотриоморфнозернистой массе преобладают кварц и калиевый полевой шпат. Содержание биотита

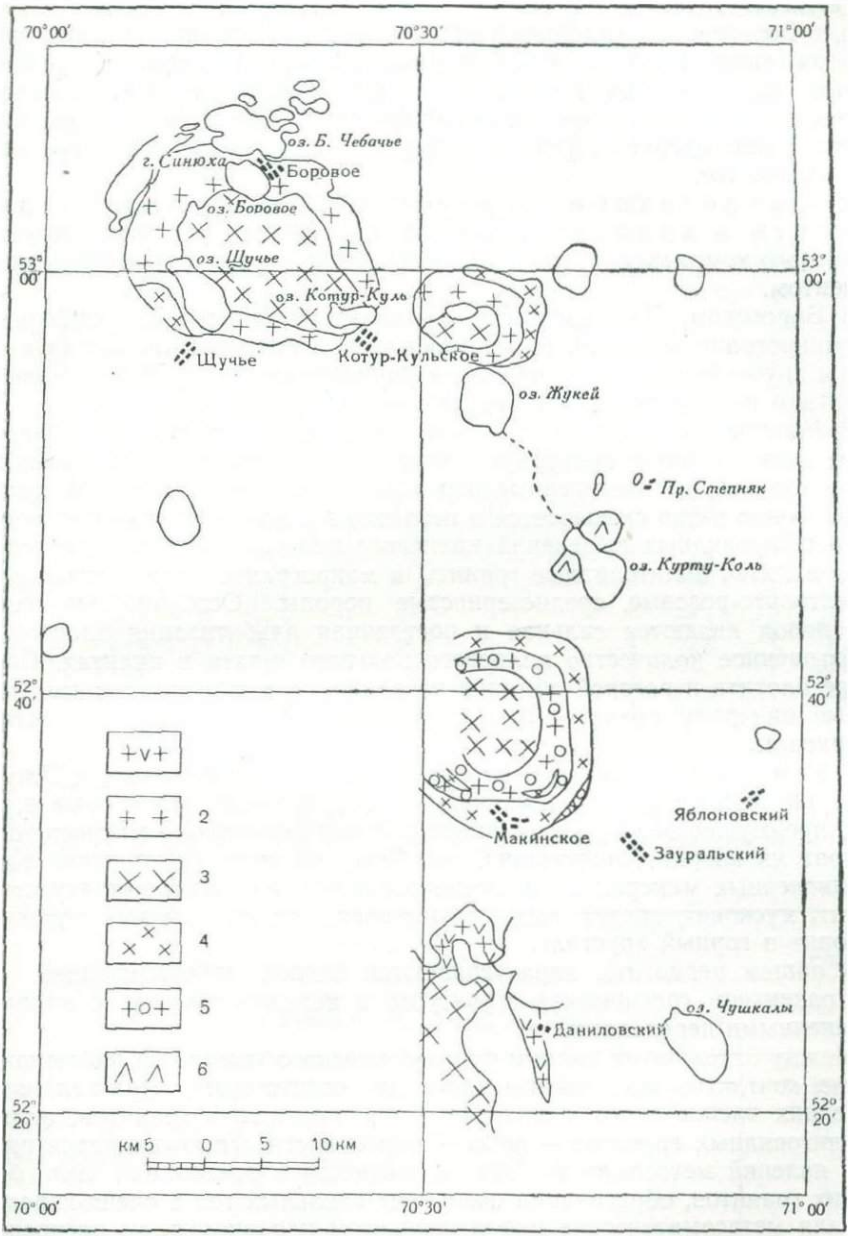


Рис. 2. Схема строения интрузивов Боровского комплекса

Боровской комплекс: *1*—гранодиориты; *2*—биотито-роговообманковые граниты; *3*—порфировидные граниты; *4*—лейкократовые граниты; *5*—порфировидные микрограниты, аплитовидные граниты, аплиты. Степнякский комплекс: *6*—амфиболизированные габбро, роговообманковые кварцевые диориты, гранодиориты, граниты

и роговой обманки очень непостоянно. Количество акцессорных минералов заметно повышено, среди них характерен ортит.

Лейкократовые граниты (обр. 585/560, табл 4) образуют в Макинском интрузиве центральную часть и периферическую дугу, разделенные между собой кольцевой зоной порфировидного микрогранита. В Джукейском интрузиве ими сложена дугообразная периферическая зона, в Боровском — отдельные небольшие тела у северного и юго-западного контактов. Лейкократовые граниты обычные желтоватые, среднезернистые, лейкократовые с ничтожным содержанием биотита. Каких-либо особенностей в составе они не обнаруживают. Акцессорные минералы — апатит, сфен, магнетит, циркон — присутствуют в общем в незначительном количестве.

Порфировидные микрограниты, аплитовидные граниты и аплиты весьма широко развиты во всех интрузивах боровского комплекса, где они являются очень характерным структурным элементом.

В Боровском, Джукейском и Даниловском интрузивах порфировидные микрограниты и аплиты очень обильны в центральных частях в виде даек и трубообразных тел, нередко сопряженных между собой. Большим развитием пользуются полого падающие дайки.

В Макинском интрузиве порфировидные микрограниты образуют, кроме даек, мощную кольцевую зону среди лейкократовых гранитов. Очень характерны постепенные переходы между породами этой группы, что особенно резко сказывается в незакономерном пятнистом распределении порфировидных выделений калиевого полевого шпата. Макроскопически аплиты, аплитовидные граниты и микрограниты это светлорозовые и желтовато-розовые, среднезернистые породы. Особенностью состава этих пород являются сильная и постоянная альбитизация плагиоклаза и повышенное количество калиевого полевого шпата в аплитах. Содержание биотита и роговой обманки невелико и очень непостоянно. Акцессорные минералы представлены магнетитом, сфеном, ортитом, апатитом и цирконом.

Пегматиты развиты в центральных частях Боровского и Джукейского интрузивов в виде единичных линзообразных тел и реже в виде жил, преимущественно среди аплитов и порфировидных микрогранитов. Состоят из кварца, микроклина, альбита, кислого олигоклаза. Кроме перечисленных минералов, в незначительном количестве присутствуют биотит, мусковит, апатит, рудный минерал, ортит, эпидот, турмалин, флюорит и горный хрусталь.

В общем пегматиты характеризуются бедной минерализацией, слабым развитием графической структуры и нередко связаны с аплитами постепенными переходами.

Между отдельными типами пород боровского комплекса наблюдаются резкие контакты, постепенные переходы отсутствуют. Кристаллизация последних членов этого комплекса — порфировидных гранитов, аплитов и аплитовидных гранитов — по всей вероятности сопровождалась развитием явлений метасоматоза. Это проявляется в разъедании ими более ранних гранитов, образовании очень неправильных тел и очень характерном для метасоматических пород пятнистом неравномерном распределении порфировидных выделений полевых шпатов. В составе этих пород отмечается несоответствие между достаточно основным составом плагиоклаза порфировидных гранитов и лейкократовым характером основной массы.

Химические анализы гранитоидов боровского комплекса, приводятся в табл. 4.

Результаты количественного подсчета минералов в этих породах, проведенного на четырех образцах гранитов различных типов, и числовая характеристика среднего типа гранита приводятся в табл. 5.

Таблица 4

Компоненты	Номера образцов				Числовая характеристика среднего типа гранита по Дели	
	542/535	177/172	245/235	585/560		
	гранодиорит	биотитовый роговообманковый гранит	порфировый гранит	лейкократовый гранит	всех периодов	аляскитового
SiO_2	65,78	70,60	73,77	76,84		
TiO_2	0,31	0,33	0,26	0,12		
Al_2O_3	14,77	14,28	13,54	11,97		
Fe_2O_3	1,50	1,13	0,65	0,74		
FeO	2,50	2,33	1,31	0,79		
MnO	0,06	0,10	0,04	0,06		
CaO	3,74	1,38	1,13	0,60		
MgO	2,96	0,72	0,33	0,13		
K_2O	3,44	4,86	4,92	5,08		
Na_2O	3,62	3,56	3,16	3,28		
P_2O_5	0,19	0,14	0,11	0,03		
F	0,04	0,06	0,04	Не опр.		
П.п.п.	1,05	0,35	0,62	0,30		
H_2O	0,17	0,05	0,07	0,14		
Сумма	100,13	99,79	99,95	100,08		
a	12,8	14,5	13,7	13,9	13,4	14,1
c	3	1,7	1,3	0,7	2,4	0,5
b	8,7	5,1	3,4	1,3	5,4	2,4
s	75,0	78,7	81,6	84,1	78,8	83,0
a'	—	15,8	34,6		15,0	59,5
f'	42,5	61,8	50,0		57,5	35,1
m'	44,9	22,4	15,4		27,5	5,4
c'	12,6	—	—		—	—
n	61,7	52,2	49,5		56,0	52,8
t'	0,4	0,3	0,3			
	14,1	20,0	18,6			

Примечание. Образцы 542/535 и 585/560 анализированы во ВСЕГЕИ аналитиком Б. М. Френкель, образцы 245/232 и 177/172—там же аналитиком З. П. Алескеровой.

Таблица 5

Минералы	Номера образцов			
	542/535	177/172	245/235	585/560
	гранодиорит	биотитовый роговообманковый гранит	порфировый гранит	лейкократовый гранит
Кварц	27,0	32,9	32,0	42,7
Плагиоклаз	58,5	17,9	38,7	13,1
Калиевый полевой шпат	7,4	37,7	26,1	41,3
Роговая обманка	3,5	2,5	0,1	—
Биотит	2,9	7,8	2,3	1,4
Акцессорные	0,5	1,2	0,4	1,4
Вторичные	0,2	—	0,2	0,2

СТЕПНЯКСКИЙ ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС

Этот комплекс представлен очень характерными малыми интрузиями, сопровождающимися широким развитием дайковой фации. Наиболее распространенными породами комплекса являются роговообманковые кварцевые диориты и габбро-диориты. Значительно реже встречаются гранодиориты и граниты. Дайковые породы представлены роговообманковыми

диорит-порфиритами, лампрофирами и аплитами. Дайки лампрофиров и диоритов секут породы Крык-Кудукского и Даниловского интрузивов.

Весьма широко распространенные в районе дайки кварцевых порфиров и гранит-порфиров нередко ассоциируются с породами степнякского комплекса и имеют в общем то же широтное простирание, что дайки лампрофиров и диорит-порфиритов. На основании этих данных они условно относятся нами к степнякскому комплексу.

Интрузивы степнякского комплекса (Курту-Кульский, Степнякский и др.) отличаются небольшими размерами и неправильными очертаниями в плане. Сечение наиболее крупного Курту-Кульского интрузива не превышает 5 *км* (см. рис. 2). По своей форме интрузии являются трубообразными телами с крутыми четкими контактами и вертикальным расположением полосчатых структур.

Интрузивы степнякского комплекса характеризуются сложным строением и состоят обычно из нескольких разных пород.

Исключительной особенностью состава пород степнякского комплекса является обилие цветных минералов и, в частности, очень характерной пятнистой и зональной буровато-зеленой роговой обманки, присутствующей во всех породах вплоть до гранитов.

Нижний предел возраста степнякского комплекса определяется тем, что дайки лампрофиров и диорит-порфиритов прорывают граниты боровского комплекса в Крык-Кудукском и Даниловском интрузивах. Галька диоритов степнякского комплекса встречена П. С. Беловым в конгломератах среднего девона восточнее месторождения Джеламбет (1939 г.). В отложения нижнего карбона породы этого комплекса не проникают, и возраст их, таким образом, определяется или как нижнедевонский или между силуром и девоном.

Ниже приводится химическая и минералогическая характеристика пород Степнякского комплекса.

Амфиболизированное габбро слагает почти полностью Западный интрузив и встречается в Курту-Кульском интрузиве. Макроскопически это среднезернистая, темнозеленая порода, состоящая из темнозеленого плагиоклаза и удлиненных кристаллов черной роговой обманки. Плагиоклаз соответствует основному андезину; роговая обманка буровато-зеленая, пятнистая, нередко содержит реликты моноклинного пироксена. Акцессорные: магнетит, апатит и подчиненно сфен.

В контакте с другими породами комплекса в габбро развиваются биотит, мусковит, тремолит, хлорит и кварц.

Роговообманковые габбро-диориты и кварцевые диориты (обр. 1023/410, табл. 6) развиты в Степнякском, Курту-Кульском и в северной части Крык-Кудукского интрузивов, где они образуют небольшие штоки и дайки. Единичные дайки этих пород секут граниты Даниловского интрузива. Макроскопически это очень характерные пестрые породы, состоящие из белого полевого шпата и различно ориентированных длиннопризматических кристаллов черной и темнозеленой роговой обманки. Роговая обманка пятнистая, буровато-зеленая, образует идиоморфные кристаллы, нередко полисинтетически сдвойникована. По составу плагиоклаз колеблется от андезина до лабрадора, иногда зонален. Биотит, кварц и калиевый полевой шпат присутствуют в виде примеси. Как исключение встречается оливин. Акцессорные: апатит, магнетит, сфен.

Внутри интрузий габбро-диоритов наблюдаются неправильные участки крупнозернистых амфиболовых пород, состоящих из крупных кристаллов той же буровато-зеленой роговой обманки с реликтами моноклинного пироксена; в промежутках между ними имеются сильно измененные плагиоклазы. Характерно обогащение этих участков крупными зернами апатита, сфена и рудного минерала.

Лейкократовые граниты (обр. 840/720, табл. 6), встреченные в виде единичных выходов в Курту-Кульском интрузиве, макроскопически среднезернистые, цвет их белый. Под микроскопом они представляют собой обычные лейкократовые граниты, состоящие из кварца, олигоклаза, иногда альбитизированного, калиевого полевого шпата, биотита, и отличаются присутствием единичных удлиненных зерен буровато-зеленой пятнистой роговой обманки. Акцессорных минералов — апатита и сфена — очень немного.

Роговообманковые диорит-порфириты (обр. 899/759, табл. 6) присутствуют в виде мощных даек преимущественно широтного простирания в Степнякском, Западном и Курту-Кульском интрузивах и в северной части Крык-Кудукского интрузива в районе развития роговообманковых диоритов. Отличаются тонкозернистой основной массой серого и зеленовато-серого цвета, включающей единичные порфировые выделения длиннопризматических кристаллов темнозеленой роговой обманки и реже включающей небольшие таблички серого полевого шпата. В основной массе развиты микролитовая, микропегматитовая и псевдосферолитовая структуры. Порфировые выделения представлены зональным основным андезином и буровато-зеленой, нередко также зональной роговой обманкой. Значительно реже встречается биотит и кварц.

Основная масса состоит из среднего плагиоклаза; кварц и калиевый полевой шпат образуют в ней микропегматитовые и псевдосферолитовые сростки. Роговая обманка и биотит присутствуют в качестве примесей.

Лампрофиры (обр. 772/663, табл. 6), близкие по составу к спессартитам, исключительно широко развиты в Крык-Кудукском интрузиве, где они рассекают все породы крыккудукского комплекса и в северной его части граниты боровского комплекса. Единичные дайки лампрофиров встречаются в Даниловском и Курту-Кульском интрузивах. Макроскопически это мелкозернистые зеленовато-серые, иногда порфировидные породы, состоящие из иголочек черной роговой обманки, между которыми располагаются зерна серого, белого и розового полевого шпата. Наблюдаются отдельные участки с такситовой текстурой.

В порфировидных выделениях присутствуют та же буровато-зеленая роговая обманка в виде тонкопризматических идиоморфных кристаллов и реже андезин. Основная масса состоит из альбитизированного плагиоклаза, калиевого полевого шпата, биотита, роговой обманки иногда кварца в обычных гипидиоморфных срастаниях. В разностях, обогащенных роговой обманкой, развита призматически-зернистая структура. Акцессорные минералы: апатит, магнетит, сфен.

Для лампрофиров характерны сильные автометаморфические изменения, выражающиеся в альбитизации, хлоритизации, эпидотизации, карбонатизации. Единичные миндалины выполнены кварцем, карбонатом и хлоритом.

Кварцевые порфиры и гранит-порфиры (образцы 852/724 и 461/381, табл. 6) наблюдаются в виде многочисленных мощных даек в породах Крык-Кудукского, Аркалыкского и Макинского интрузивов. В эту группу входят очень плотные порфировые и иногда афировые породы различных оттенков розового, бурого и красного цвета. В порфировых выделениях присутствуют кварц, калиевый полевой шпат, кислый андезин и реже биотит. Основная масса того же состава характеризуется развитием микропойкилитовой, псевдосферолитовой и микропегматитовой структур и обнаруживает большое сходство с основной массой роговообманковых диорит-порфиритов. Акцессорных минералов—апатита, магнетита и, как исключение, флюорита — очень немного.

В контактах различных пород степнякского комплекса развиты такситовые и брекчиевидные структуры, появление которых обычно связывается с пульсационным поступлением магмы, сопровождающимся тектоническими передвижениями.

Приведенный фактический материал позволяет отнести инструзивы степнякского комплекса к типичным интрузиям небольших глубин, характеризующимся в данном случае развитием такситовых и брекчиевых структур в контактах и появлением порфировых и микрокристаллических структур в дайковых разностях. Образование интрузивов и даже дайковых пород усложнено многократным поступлением магмы и широким развитием метасоматических и автометаморфических процессов. Появление крупнокристаллических агрегатов роговой обманки, повидимому, связано с метасоматическими процессами. Явления автометаморфизма повторялись неоднократно в связи с поступлениями различных порций магмы, о чем свидетельствуют взаимоотношения хлорита с двумя генерациями роговой обманки в лампрофирах (Т. В. Плотникова, 1947 г.). В табл. 6 приводятся данные о химическом составе пород степнякского интрузивного комплекса.

Таблица 6

Компоненты	Номера образцов						Числовая характеристика среднего состава по Дели	
	1023/410	772/663	899/759	852/724	840/720	461/381		
	роговообманковый габбро-диорит	лампрофир	диорит-порфирит	кварцевый порфир	лейкократовый гранит	гранит-порфир	габбро	спессартит
SiO_2	51,00	53,66	63,78	72,63	73,05	76,83		
TiO_2	1,02	0,82	0,33	0,22	0,12	0,10		
Al_2O_3	16,07	17,96	16,26	14,96	14,79	12,87		
Fe_2O_3	3,07	3,88	1,82	1,01	0,89	0,73		
FeO	6,69	6,25	2,83	0,73	0,46	0,29		
MnO	0,22	0,21	0,07	0,03	0,03	0,01		
CaO	8,66	7,88	4,87	1,87	2,11	0,73		
MgO	7,03	3,69	2,89	0,63	0,40	0,12		
K_2O	1,22	0,54	2,36	2,73	3,28	4,57		
Na_2O	2,41	2,48	3,66	4,15	4,30	3,39		
H_2O	0,15	0,08	0,24	0,13	0,11	0,03		
П.п.п.	2,08	2,30	0,92	0,63	0,37	0,23		
P_2O_5	0,25	0,16	0,19	0,02	0,14	0,02		
F	1,08	0,04	0,05	—	—	—		
Сумма	99,95	99,85	100,27	99,74	100,05	99,92		
a	7,3	6,6	11,5	12,7	13,9	13,6	7,9	10,8
c	7,4	6,4	5,2	2,2	2,6	0,9	8,4	4,2
b	25,1	20,8	10,0	4,8	2,1	2,1	24,9	23,7
s	60,24	66,2	73,3	80,3	81.4	83,4	58,8	61,2
a'	—	—	—	47,2	17,1	54,5	—	—
f'	37,4	48,6	42,7	30,6	54,3	36,4	33,3	35,2
m'	48,9	32,4	49,7	22,2	28,6	9,0	46,9	46,9
c'	13,7	19,0	7,6	—	—	—	19,8	17,9
n	75,0	88,8	70,2	70,0	66,3	52,8	80,4	70,0
t'	1,5	1,1	0,2	0,2	0,1	0,1		
	10,6	16,9	15,1	16,6	34,3	24,2		

Примечание. Анализы выполнены во ВСЕГЕИ: образцов 1023/410 и 772/663—аналитиком О. П. Бояршиновой, образца 899/759—аналитиком Б. М. Френкель образцов 852/724 и 840/720—аналитиком М. Т. Селютиной, образца 461/381—аналитиком З. Г. Алескеровой

Количественные соотношения минералов в анализированных породах приводятся в табл. 7.

Таблица 7

Минералы	Номера образцов					
	1023/410	772/663	899/759	852/724	840/720	461/381
	роговообманковый габбро-диорит	лампрофир	диорит-порфирит	кварцевый порфир	лейкократовый гранит	гранит-порфир
Плагиоклаз	63,8	74,7	3,7	4,9	15	
Калиевый полевой шпат	0,8	—	—	0,1	42,2	
Кварц	5,2	2,2	0,1	1,4	39,4	
Роговая обманка	22,8	17,17	11,5	—	1,2	
Биотит	—	—	—	1,5	1,3	
Акцессорные	2,0	2,0	0,1	0,4	0,1	
Вторичные	5,4	3,4	0,5	—	0,8	
Основная масса	—	—	84,1	91,7	—	

АТАНСОРСКИЙ ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС

Атансорский комплекс состоит из небольших отдельных интрузий (Атан-Сорский интрузив) и пород, находящихся в совместном развитии с породами крыккудукского комплекса в крупном Аркалыкском интрузиве.

В состав комплекса входит группа гибридных кварцевых диоритов — кварцевых сиенито-диоритов, тесно связанных между собой постепенными переходами. В западной части Атан-Сорского интрузива П. Г. Кореймо (1939 г.) отмечает появление монцонитовых разностей в связи с увеличением роли калиевого полевого шпата, с появлением моноклинного пироксена и с почти полным исчезновением кварца.

Очень небольшим развитием пользуются аплитовидные граниты и лампрофиры. В Аркалыкском интрузиве породы атансорского комплекса метаморфизуют габбро-нориты крыккудукского комплекса, включают их ксенолиты и трансгрессивно перекрываются отложениями нижнего карбона. Возрастные и генетические соотношения с боровским и степнякским комплексами остались неясными, что затрудняет более точное определение возраста атансорского комплекса.

В Атан-Сорском интрузиве они метаморфизуют нижнесилурийские отложения.

Ниже приводится химическая и минералогическая характеристика пород атансорского комплекса.

Кварцевые диориты и сиенито-диориты (образцы 1127/454 и 968/817, табл. 8) макроскопически представляют собой среднезернистые породы желтоватого, розового и серого цвета и состоят из кристаллов плагиоклаза и зеленоватой роговой обманки. Под микроскопом в них определяются основной андезин, кварц, калиевый полевой шпат, обыкновенная зеленая роговая обманка, биотит и акцессорные: рудный минерал, сфен, апатит и циркон. Структура порфировидная, в главной массе аллотриоморфнозернистая. Обильные порфировидные выделения образованы андезином и роговой обманкой, между которыми подчиненно располагается аплитовидная главная масса, существенно состоящая из калиевого полевого шпата и кварца.

Калиевый полевой шпат обрастает порфировидные выделения плагиоклаза и в главной массе образует микропегматитовые сростки с кварцем. Количественные соотношения порфировидных выделений и главной массы, а также отдельных минералов в последней, очень непостоянны.

В краевых частях интрузии породы атансорского комплекса становятся более мелкозернистыми за счет увеличения количества лейкократовой аплитовидной основной массы (Аркалыкский интрузив). В Атан-

Сорском интрузиве эта особенность замаскирована обилием ксенолитов вмещающих пород (порфиритов, туфов, известняков), количество которых участками настолько велико, что породы в эндоконтактовой зоне представлены эруптивной брекчией. Ксенолиты имеют в поперечнике от 1—2 до 10—12 *см*.

Аплитовидные граниты, по составу соответствующие основной массе порфировых разностей диоритов, образуют среди них небольшие неправильные тела. Они характеризуются относительно низким содержанием кварца и широким развитием пегматитовой структуры. Лампрофиры образуют более мелкие, чем аплитовидные граниты, обособленные тела среди диоритов. По составу они соответствуют обычным спессартитам, резко отличаясь от лампрофиров степнякского комплекса.

Для всех пород атансорского комплекса характерны интенсивные процессы автометаморфизма, выражающиеся в развитии крупночешуйчатого густоокрашенного хлорита, эпидота, клиноцоизита, серицита и рудного вещества. Особенно сильные изменения отмечены в лампрофирах. Развитие порфировидных и порфировых структур в породах атансорского комплекса и наличие более мелкозернистых разностей в краевых частях интрузивов свидетельствуют о сравнительно небольшой глубине кристаллизации, сопровождающейся явлениями ассимиляции. Гибридный характер пород атансорского комплекса прослеживается в особенностях их структуры, сочетании основного плагиоклаза с лейкократовым характером главной массы, наличии крупнозернистого бурого сфена и апатита и обилии неполностью ассимилированных ксенолитов вмещающих пород.

В табл. 8 приводятся химические анализы пород атансорского интрузивного комплекса.

Таблица 8

Компоненты	Номера образцов		Числовая характеристика среднего состава по Дели		
	1127/454	968/877			
	сиенито-диорит, Аркалыкский интрузив	кварцевый диорит, Атан-Сорский интрузив	диорит	монцонит	кварцевый монцонит
SiO_2	65,58	56,40			
TiO_2	0,49	0,76			
Al_2O_3	15,73	19,65			
Fe_2O_3	1,89	1,78			
FeO	2,32	4,65			
MnO	0,07	0,15			
CaO	3,64	6,60			
MgO	1,73	2,48			
K_2O	3,09	1,44			
Na_2O	3,66	3,77			
H_2O	0,08	0,20			
П.п.п.	1,25	1,57			
P_2O_5	0,15	0,25			
F	0,04	0,05			
Сумма	99,72	99,85			
a	12,8	11,1	10,8	13,8	12,9
c	4,2	3,1	5,8	4,7	4,1
b	7,0	16,5	16,5	15,6	6,2
s	76,0	69,3	68,9	65,9	76,8
a'	—	—	—	—	—
f'	55,9	39,3	44,7	42,0	57,1
m'	41,2	27,0	42,8	36,6	38,5
c'	2,9	33,7	12,5	21,4	4,4
n	64,5	80,2	71,8	59,5	58,5
t'	0,5	1,0	—	—	—
	42,1	9,7	—	—	—

Примечание. Анализы выполнены во ВСЕГЕИ аналитиком О. П. Бояршиновой.

Данные о количественно-минералогическом составе анализируемых пород приводятся в табл. 9.

Таблица 9

Минералы	Номера образцов	
	1127/454	968/817
	сиенито-диорит, Аркалыкский интрузив	кварцевый диорит, Атан-Сорский интрузив
Плагиоклаз	62,0	71,2
Калиевый полевой шпат	15,4	1,7
Кварц	15,3	6,1
Роговая обманка	3,3	15,2
Биотит	2,4	0,4
Акцессорные	0,7	2,3
Вторичные	0,9	3,1

ХАРАКТЕРИСТИКА ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА

Числовые характеристики химического состава интрузивных пород Северного Казахстана нанесены нами на диаграмму А. Н. Заварицкого (рис. 3), где для сопоставления с ними дополнительно изображены фигуративные точки средних типов наиболее близких к ним пород. Эта диаграмма с достаточной определенностью позволяет установить особенности химического состава пород описываемых интрузивных комплексов, характеристика которых приводится нами ниже для каждого комплекса отдельно.

Крыккудукский интрузивный комплекс представлен габбро-норитом (обр. 641/745), тоналитом (обр. 773/664), адамеллитом (обр. 644/748), трондьемитом (обр. 622/721), лейкократовым гранитом (обр. 696/814) и пегматитом (обр. 653/760). Наиболее распространенными и типичными породами этого комплекса являются габбро-нориты, тоналиты, адамеллиты и трондьемиты, представляющие собой очень характерную петрохимическую ассоциацию, достаточно известную в литературе (Н. А. Елисеев, 1938 г.). Положение этих пород на диаграмме определяет следующие особенности их состава:

1. Закономерное снижение кислотности от трондьемитов (обр. 622/721) до габбро-норитов (обр. 641/745).

2. Достаточно высокое содержание глинозема при резко сниженном содержании щелочей и резком избытке извести. Ассоциация основной плагиоклаз — кварц проявляется во всех породах, кроме габбро-норитов, в которых плагиоклаз резко преобладает над другими минералами (см. табл. 2), причем основность плагиоклаза не ниже № 40 (в трондьемитах).

3. В протиположность установленной А. Н. Заварицким (1944 г.) закономерности уменьшения длины векторов в кислых породах, свидетельствующей об относительном обогащении их фемической части железом, в породах крыккудукского комплекса наблюдается обратное явление.

4. Соотношение между железом и магнием в различных членах группы габбро-норит—адамеллит в общем одинаковое, но в адамеллитах обнаруживается некоторый избыток глинозема.

5. Из щелочей постоянно преобладает натрий.

6. Состав пород крыккудукского комплекса в отличие от известных пород норит-трондьемитовой формации Норвегии, Алтая и других характеризуется относительно пониженным содержанием магнезии и железа при несколько повышенной роли кремнезема, глинозема и особенно извести. Это свойство наиболее резко проявляется в крайних членах ком-

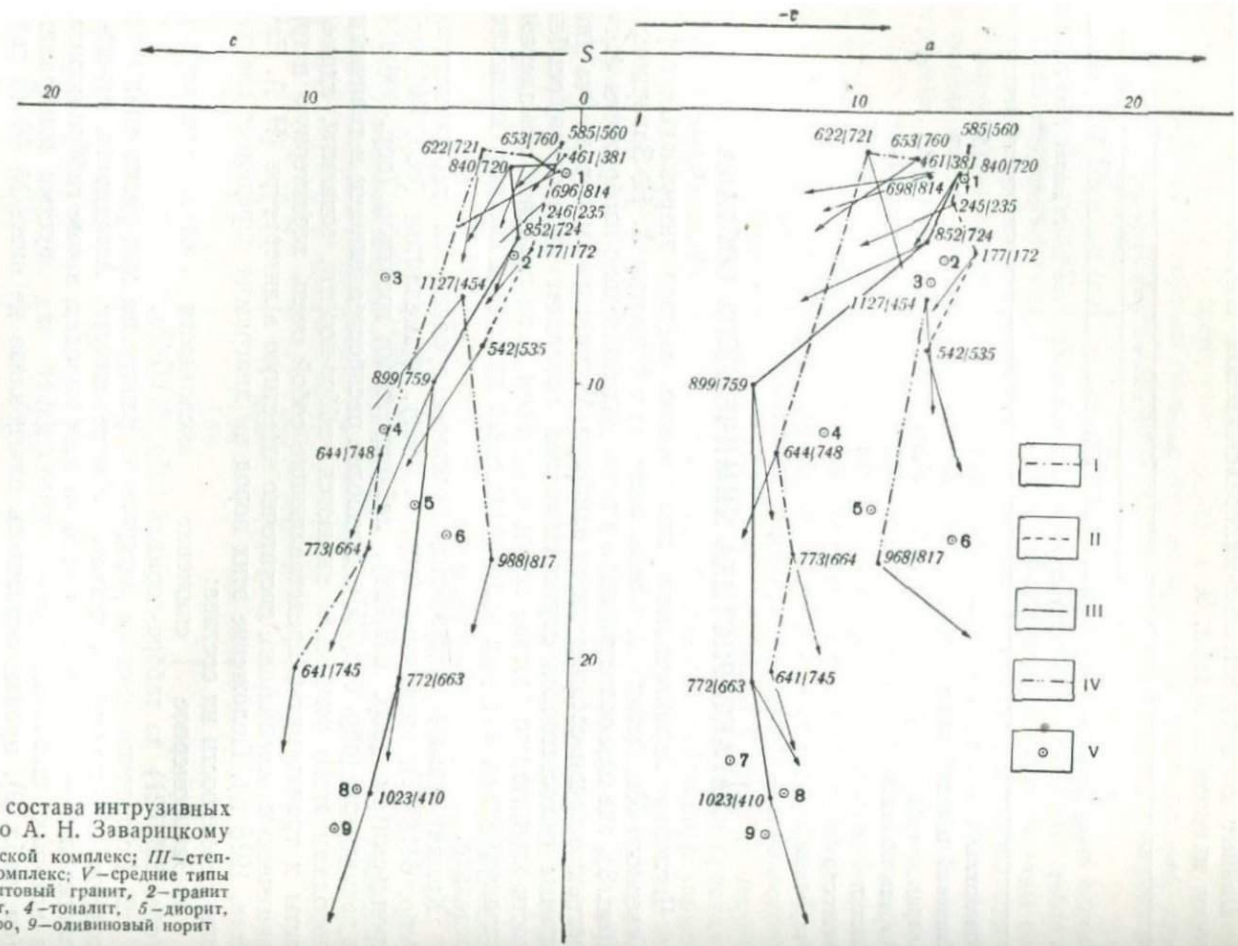


Рис. 3. Диаграмма химического состава интрузивных пород Северного Казахстана по А. Н. Заварицкому

I—Крык-кудукский комплекс; *II*—боровской комплекс; *III*—степнякский комплекс; *IV*—Атансорский комплекс; *V*—средние типы интрузивных пород, по Дели: *1*—аляскитовый гранит, *2*—гранит всех периодов, *3*—кварцевый монцонит, *4*—тоналит, *5*—диорит, *6*—монцонит, *7*—спессартит, *8*—габбро, *9*—оливиновый норит

плекса — в габбро-норитах (обр. 641/745) и трондьемитах (обр. 622/721). В габбро-норитах значение характеристики *b* при совпадении других свойств много ниже, чем в среднем составе габбро-норитов, в трондьемитах степень кислотности превышает таковую для аляскитов.

Лейкократовые граниты (обр. 696/814) и пегматиты (обр. 653/760) крыккудукского комплекса, обычные для норит-трондьемитовой формации, по своему составу резко отличаются от других гранитоидных пород Северного Казахстана. Для них характерно: очень высокое содержание свободного кремнезема; пониженное содержание щелочей по сравнению с другими гранитами Северного Казахстана и средним типом гранита всех периодов; избыток глинозема в граните (обр. 696/814) больше, чем в пегматите (обр. 653/760), но в целом ниже, чем в соответствующих им по составу лейкократовых гранитах и аляскитах; ничтожное содержание магния и железа, которое обусловливает повышенную лейкократовость этих пород.

Рассмотренные особенности химических составов пород крыккудукского интрузивного комплекса указывают на то, что мы наблюдаем в данном случае специфический состав кислой магмы, обогащенной глиноземом и полевошпатовой известью, при ничтожном содержании щелочей и особенно калия. Тенденция к повышению кислотности при достаточно постоянной роли полевошпатовой извести закономерно прослеживается во всех членах комплекса от габбро-норитов до трондьемитов, подчеркивая этим их генетическую связь. Провинциальную особенность состава пород крыккудукского интрузивного комплекса в отличие от известных интрузий норит-трондьемитовой формации (Н. А. Елисеев, 1938 г.) составляет повышенная кислотность при сниженной роли магнезии и железа, обусловившие их лейкократовый состав.

Изменение течения процесса дифференциации сказывается в появлении лейкократовых гранитов и пегматитов, отличающихся также повышенной кислотностью и некоторой недосыщенностью щелочами по сравнению с нормальными гранитами.

Для петрохимической характеристики боровского интрузивного комплекса были произведены анализы лейкократовых гранитов (обр. 585/560), порфировидных гранитов (обр. 245/235), биотито-роговообманковых гранитов (обр. 177/172) и гранодиоритов (обр. 542/535). На диаграмме А. Н. Заварицкого эти породы закономерно располагаются в небольшом удалении друг от друга, обнаруживая ряд особенностей, свойственных всему комплексу в целом (см. табл. 4).

Для всех пород комплекса характерна повышенная кислотность, значительно бóльшая, чем в соответствующих им по составу средних типах аляскитового гранита и гранита всех периодов.

Все породы комплекса характеризуются несколько повышенным содержанием щелочей, в общем близким к таковому в среднем типе аляскитового гранита и значительно бóльшим, чем в среднем типе гранита всех периодов.

При этом все граниты не обнаруживают большого избытка глинозема, свойственного обычно кислым и богатым щелочами гранитам. Для гранодиорита пологий наклон вектора вправо свидетельствует об избытке свободной извести и достаточно высоком содержании магния.

Химический анализ лейкократового гранита (обр. 585/560) отвечает редкому случаю, когда избыток глинозема и извести уравновешены и величины a' и c' равны нулю.

Натрий и калий в гранитах присутствуют в равных количествах, и лишь в гранодиорите (обр. 542/535) резко преобладает натрий.

В соотношении между железом и магнием в гранитах преобладает железо; в гранодиорите (обр. 542/535), наоборот, резко возрастает количество магния, в связи с чем увеличивается роль роговой обманки (см. табл. 5).

Исходя из анализа химического состава пород боровского комплекса, можно сделать заключение, что гранитная магма в данном случае обнаруживает некоторое своеобразие, характеризуясь небольшим избытком глинозема при высоком уровне кислотности и щелочности. От среднего типа гранитов всех периодов гранитоиды боровского комплекса отличаются более высоким уровнем кислотности и щелочности. В свою очередь широко распространенные калиевые гранитоиды Калбы, Алтая, Восточного Забайкалья, близкие к боровским по этим свойствам, отличаются от них резким избытком глинозема и преобладанием калия над натрием, тогда как в породах боровского комплекса их количества равны, и в более основных разностях преобладает натрий. В связи с этим, может быть, в них не имеют такого широкого развития явления калиевого метасоматоза, столь обычные в калиевых гранитоидах.

Для петрохимической характеристики степнякского интрузивного комплекса сделаны (см. табл. 6) анализы роговообманкового габбро-диорита (обр. 1023/410), лампрофира (обр. 772/663), диорит-порфирита (обр. 899/759) и лейкократовых членов этого комплекса: гранита (обр. 840/720), кварцевого порфира (обр. 852/724) и гранит-порфира (обр. 461/381).

Химический состав пород степнякского комплекса отличается резким снижением степени кислотности по мере движения от одного члена ряда к другому. Для преобладающих и наиболее типичных пород комплекса габбро-диорита (обр. 1023/410), лампрофира (обр. 772/663) и диорит-порфирита (обр. 899/759) характерны одинаково небольшое содержание щелочей, меньшее, чем в породах крыккудукского комплекса, и наряду с этим меньшее содержание полевошпатовой извести.

Положение вектора близко к вертикальному, но с небольшим отклонением вправо. Большая его длина свидетельствует о богатстве этих пород магнием и известью, т. е. о богатстве их фемической частью, в данном случае — роговой обманкой.

Присутствие роговой обманки вызывает (по А. Н. Заварицкому) небольшое отклонение вектора вправо. Значительная длина векторов в свою очередь служит указанием на недостаточное содержание железа в фемической части. Закономерности изменения длины векторов от основных членов к кислым не наблюдается.

Из щелочей в основных членах комплекса преобладает натрий.

Фигуративная точка габбро-диорита почти совпадает с положением среднего состава габбро, несмотря на то что эта порода по своему минералогическому составу и структуре не является типичным габбро. Выравнивание состава, видимо, вызвано обилием роговой обманки, определяющей до некоторой степени петрохимическую характеристику пород этого комплекса.

Состав лампрофира степнякского комплекса отличается от среднего состава лампрофира большей кислотностью, чему в нем не противоречит несколько пониженное для лампрофиров содержание роговой обманки.

Из кислых разностей пород несомненно принадлежат к данному комплексу только лейкократовые граниты, содержащие ту же характерную буровато-зеленую роговую обманку (см. петрографическое описание) и проявляющиеся в тесном совместном развитии с другими породами комплекса. Эти граниты (обр. 840/720) характеризуются высоким содержанием кремнезема и щелочей, близким к среднему составу аляскитового гранита, но отличаются от него очень небольшим избытком глинозема.

Фигуративные точки гранит-порфира (обр. 461/381) и кварцевого порфира (обр. 852/724), условно относимые нами к этому комплексу, лежат ближе к граниту, чем к основным членам комплекса, особенно состав гранит-порфира, отличающийся от гранита только большим избытком глинозема.

Химизм пород степнякского комплекса указывает на то, что в данном случае наблюдается весьма сильная дифференциация габброидной магмы вплоть до кислых разностей, причем состав отдельных членов комплекса резко различен по степени кислотности. Геологически это закономерно увязывается с последовательным внедрением их и застыванием в различных физико-химических условиях. Особенностью состава пород комплекса в целом является пересыщенность свободной известью и магнезией в основных членах, вызванное обилием роговой обманки, и небольшой избыток глинозема при достаточно высоком содержании щелочей в кислых членах (за исключением гранит-порфира).

Для суждения о химическом составе пород атансорского комплекса имеется только два анализа преобладающих в нем кварцевых диоритов и сиенито-диоритов.

Химический состав сиенито-диорита (обр. 1127/454) близок к фигуративной точке среднего состава кварцевых монцонитов, что в общем подтверждается количественными соотношениями минералов (см. табл. 8). Для них характерен достаточно высокий уровень щелочности при небольшом избытке свободной извести и средней степени кислотности. Из щелочей преобладает натрий.

Состав кварцевого диорита (обр. 968/817) по содержанию щелочей ближе к среднему составу диорита, нежели монцонита, отличаясь от него меньшим количеством кремнезема. Большой избыток свободной извести подтверждается обилием плагиоклаза (см. табл. 9), причем среди щелочей резко преобладает натрий.

Содержание железа и магния в диорите примерно одинаково, в кварцевом сиенито-диорите — более кислом члене этого комплекса — наблюдается некоторое преобладание железа, видимо связанное с появлением биотита. Абсолютное количество фемической части в кварцевом диорите сравнительно велико. Породы атансорского комплекса представлены, таким образом, промежуточными разностями между диоритами и кварцевыми монцонитами. По всей вероятности, диориты дают переходы к настоящим монцонитам, но химический анализ разностей, близких к ним по минералогическому составу, не был произведен ввиду сильной разложенности полевых шпатов. Этому не противоречит указание П. Г. Корейшо о находке монцонитов в западной части Атан-Сорского интрузива.

При сравнении химического состава пород четырех исследуемых комплексов намечаются некоторые общие закономерности, составляющие их характерные особенности.

Во-первых, химизм большинства пород более или менее отличен от известных средних составов этих пород. Наиболее близки к известным средним составам пород габбро (обр. 1023/410) и гранит (обр. 840/720) степнякского комплекса, которые в то же время по своему минералогическому составу и структуре отличны от типичного габбро и типичного аляскитового гранита. Во-вторых, во всех комплексах наблюдается повышенная кислотность как кислых, так и основных пород, иногда значительно бо́льшая, чем в соответствующих им средних типах. Наиболее резко повышена кислотность в габбро-норите (обр. 641/745) и трондьемите (обр. 622/721) крыккудукского комплекса, в лейкократовом граните (обр. 585/560) боровского комплекса, лампрофире (обр. 772/663) и кислых членах степнякского комплекса. Отдельные породы могут при этом обнаруживать обратное свойство, как, например, тоналит (обр. 773/664) и адамеллит (обр. 644/748) крыккудукского комплекса.

Соотношение извести и глинозема отвечает в общем большему избытку извести; пересыщенность глиноземом в тех случаях, где она имеет место (в гранитах и других кислых породах), не достигает больших размеров. Содержание щелочей в зависимости от типа пород изменчиво, но характеризуется постоянным преобладанием натрия над калием или их равновесием. Большее содержание калия отмечено только в граните

степнякского комплекса. Абсолютное содержание железа и магния во многих породах в целом несколько понижено, но всегда характерно достаточно высокое содержание магния по отношению к железу. В основных членах степнякского комплекса магний резко преобладает над железом, в породах крыккудукского комплекса их содержания почти равны, и лишь в наиболее кислых членах боровского и других комплексов железо несколько преобладает над магнием.

Сопоставление всех приведенных выше данных о химическом составе среднепалеозойских интрузий Северного Казахстана показывает, что в большинстве своем эти породы принадлежат к нормальному ряду, но отличаются повышенной кислотностью, иногда заметно резкое преобладание полевошпатовой извести (крыккудукский комплекс).

Слабая пересыщенность глиноземом наблюдается только в некоторых кислых членах этих комплексов. В породах комплексов натрий преобладает над калием и магний над железом.

ПРОЯВЛЕНИЯ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В СВЯЗИ С КАЛЕДОНСКИМИ ИНТРУЗИЯМИ

Каждому из рассматриваемых интрузивных комплексов соответствуют определенные проявления минерализации.

В крыккудукском интрузивном комплексе рудоносность пониженная и представлена медно-молибденово-золотым месторождением Чувак, расположенным у северного края Аркалыкского интрузива. Месторождение сложено кварцево турмалиновыми жилами с халькопиритом, пиритом, арсенопиритом и молибденитом, содержание которого в отдельных штуфных пробах достигает 0,59%. Возможно, что к этому типу относится месторождение Боксы в Ишимском районе.

Сопоставление рудоносности Крык-Кудукского интрузива с оруденением других сходных с ним интрузий обнаруживает весьма резкое различие в масштабах месторождений и до некоторой степени и в типах оруденения. К числу этих интрузий могут быть отнесены указанный выше змеиногорский комплекс Рудного Алтая, таконский таннуольский комплекс Тувы и раннекаледонские плагиогранитные интрузии Кузнецкого Ала-Тау и Западного Саяна.

С змеиногорским комплексом пространственно связывается серия крупных колчеданных месторождений Рудного Алтая, совершенно неизвестных в Северном Казахстане. Необходимо отметить, что в Рудном Алтае непосредственно рудоносными интрузиями считаются кварцевые альбит-порфиры, но более молодые, чем породы норит-трондьемитового состава. Некоторые исследователи включают их в состав змеиногорского комплекса.

Таннуольский комплекс Тувы и сходные с ним раннекаледонские плагиогранитные интрузии Кузнецкого Ала-Тау и Восточного Саяна представлены плагиогранитами, гранитами, гранодиоритами и диоритами, дающими иногда переходы к габброидным разностям и, с другой стороны, к сиенитам и монцонитам. В связи с этими интрузивными комплексами известны проявления золотоносности, контактово-метасоматических медных и железных руд (мелкие месторождения) и колчеданные залежи (Маинское).

Таким образом, при сравнении рудоносности крыккудукского комплекса с другими бросается в глаза отсутствие колчеданной минерализации и контактово-метасоматических медных и магнетитовых месторождений. Можно допустить, что пониженная рудоносность крыккудукского комплекса стоит в связи с тем, что он представлен только породами норит-трондьемитового состава при полном отсутствии рудоносных кварцевых альбит-порфиров, с которыми связывается колчеданное оруденe-

ние (Рудный Алтай), и сиенитовых разностей, дающих контактово-метасоматические медные и магнетитовые месторождения (Тува).

Боровской интрузивный комплекс практически не несет никакого оруденения, кроме небольших золотых россыпей в контактовой зоне Боровского интрузива. По своему петрографическому составу этот комплекс должен бы стоять ближе всего к нормальным калиевым гранитоидам Калбы, Горного Алтая, Восточного Забайкалья и других районов, с которыми связывается оловянная и вольфрамовая минерализация. Особенности химизма пород боровского комплекса (недостаточная пересыщенность глиноземом, недостаточно высокая роль калия и другие признаки) указывают на то, что этот комплекс характеризуется несколько иным составом и скорее относится к группе более основных гранитоидных пород, с которыми можно было бы встретить золотую минерализацию.

Наиболее богатым рудоносным комплексом Северного Казахстана является степнякский комплекс, с которым генетически связываются золоторудные месторождения Степнякской группы, представленные кварцевыми жилами с самородным золотом и обильной, но непромышленной примесью сульфидов меди, свинца, цинка, мышьяка, сурьмы и шеелита.

Форма рудных тел этих месторождений очень своеобразна: чаще всего — пластовая, блюдцеобразная или штокверковая, редко встречаются обычные крутопадающие жилы. Оруденение подобного типа, связанное с малыми интрузиями диоритового состава, представляет собой важную группу среди остальных типов золоторудных месторождений Советского Союза.

Ю. А. Билибин (1947 г.) выделили ее под названием золотоносной диоритовой формации. К этому типу он относит каледонские золотые месторождения Западного Саяна (Кызас, Анзас, Верхний Амыл и др.), золотоносность Верхне-Ангарского района, мезозойские золоторудные месторождения Селемджи, низовьев Амура, Приморья и ряд других.

Генетическая связь золотых месторождений Степнякской группы с породами степнякского интрузивного комплекса доказывается постоянной приуроченностью месторождений к диоритовым интрузиям комплекса, нередко залегающих в их контактах и непосредственно внутри интрузивных тел. Резко выраженные явления автометаморфизма в породах степнякского комплекса представляют единый процесс с последующим рудообразованием и сопровождающей его нерудной минерализацией.

Золоторудные месторождения здесь всегда связаны с интрузиями степнякского комплекса, но, естественно, далеко не все выходы интрузий того же комплекса сопровождаются развитием месторождений, что, безусловно, не должно являться поводом для отрицательной оценки рудоносности этого комплекса.

Минерализация атансорского интрузивного комплекса в пределах Северного Казахстана представлена небольшим количеством месторождений, но очень интересна в смысле возможности ее более широкого развития на основании сходства с рудоносными комплексами других районов.

С атансорским комплексом связывается контактово-метасоматическое месторождение магнетита, расположенное у южного контакта Атансорского интрузива. Месторождение залегает в мраморизованных известняках, руда состоит из магнетита и магнетито-роговообманковой породы с примесью кобальта в количестве 0,02%. Вблизи месторождения имеются кварцево-карбонатные жилки с галенитом и халькопиритом, также, видимо, связанные с этим интрузивным комплексом.

В пределах Казахстана Атан-Сорское месторождение можно сравнить с контактово-метасоматическим магнетитовым месторождением Саяк, залегающим в скарнированных известняках и генетически связанным с небольшими интрузиями диоритов. Руды месторождения Саяк отличаются значительно бо́льшим разнообразием и содержат в качестве примеси

гематит, халькопирит, пирит, кобальтин. Они обнаруживают более высокую примесь кобальта и промышленную примесь меди.

Наиболее богато и полно оруденение такого типа представлено в связи с среднедевонскими тельбесскими интрузиями Кузнецкого Ала-Тау, в целом сходными с атансорским комплексом. Тельбесский комплекс представлен небольшими межформационными интрузиями и дайками гранитов, кварцевых сиенитов, граносиенит-порфиров, с которыми генетически связывается большая группа контактово-метасоматических магнетитовых месторождений, залегающих в скарнированных известняках. Наиболее хорошо изученные месторождения Горной Шории (Темир-Тауское, Шалымское, Шерегешевское) отличаются сложным составом руд, включающих, кроме магнетита, пирит, пирротин, сфалерит, арсенопирит, халькопирит, галенит, борнит, блеклую руду, молибденит, пентландит, никелин и маурехит. Имеется примесь кобальта.

Скарны этих месторождений характеризуются более разнообразной минерализацией, представленной эпидотом, хлоритом, диопсидом, геденбергитом, амфиболом, гранатом, биотитом, сфеном, кварцем, карбонатами, флюоритом, апатитом. В мелких месторождениях Горной Шории рудные тела, залегающие в скарнах, представлены магнетитом, гематитом, пиритом, халькопиритом.

На западном склоне Восточного Саяна к этому комплексу тяготеет группа контактово-метасоматических магнетитовых месторождений — Каспинское (Каскад), Ирбинское, Мархаз и других, связанных с небольшими интрузиями граносиенитов, кварцевых сиенитов, гранодиоритов, кварцевых сиенит-порфиров. Месторождения представлены небольшими магнетитовыми линзами в скарнированных известняках и кремнистых породах. Довольно однообразная минералогия руд характеризуется магнетитом и небольшой примесью гематита, мартита и пирита.

Приведенный выше фактический материал характеризует в общих чертах геологию, петрохимию и рудоносность четырех каледонских интрузивных комплексов Северного Казахстана. Заметен недостаток геологических данных особенно в отношении возраста некоторых интрузий и, в частности, атансорского интрузивного комплекса. Мы пытаемся анализировать положение этих комплексов в общем процессе формирования среднепалеозойской геосинклинали Северного Казахстана и привести некоторые косвенные данные относительно последовательности их образования.

Развитие описываемых интрузивных комплексов происходило в промежутке времени между верхним силуром и началом девона в условиях накопления осадков и консолидации среднепалеозойской геосинклинали, сопровождающихся интенсивной магматической деятельностью.

Нижний силур в Северном Казахстане характеризуется попутно с осадконакоплением обильными излияниями порфиритовых лав. К этому же времени, вероятно, относится образование джусалинского комплекса основных пород. Между нижним силуром и девоном лавовые излияния изменялись по составу от авгитовых и диабазовых порфиритов до кислых кварцевых порфиров и альбитофиров, образованием которых в девоне закончился среднепалеозойский магматизм (Е. Д. Шлыгин, 1941 г.).

Крыккудукский интрузивный комплекс относится по времени образования к таконской фазе складчатости и так же характеризует ранние этапы формирования подвижных зон земной коры, соответствуя в общем по своим петрохимическим особенностям эффузивным проявлениям.

Боровской интрузивный комплекс, возраст которого условно считается верхнесилурийским или между силуром и девоном, по своему типу близок к интрузиям средних этапов формирования подвижных зон, образовавшихся в условиях консолидации складчатого пояса.

Малые интрузии степнякского комплекса, более молодые, чем породы боровского комплекса, относящиеся к девону, представляют собой типичные трещинные интрузии, образовавшиеся в поздние этапы развития подвижных зон земной коры.

Место атансорского комплекса в этом процессе может быть определено двояко. Согласно геологическим данным интрузии атансорского комплекса метаморфизуют только породы крыккудукского комплекса и могут быть, таким образом, и моложе, и древнее боровского и степнякского комплексов.

Интрузии, включающие в свой состав сиенитовые разности и сопровождаемые контактово-метасоматическими месторождениями магнетита, по материалам других районов известны в ходе развития подвижных зон земной коры и в ранних и в поздних этапах.

К ранним этапам относятся сиенитовые интрузии, дающие переходы к габброидным породам, с которыми связывают крупные контактово-метасоматические месторождения магнетита (горы Высокая, Благодать, Магнитная). Эти интрузии следуют после основных пород, относящихся к начальным этапам развития подвижных зон, и чередуются во времени с интрузиями плагиогранитного типа.

Среди интрузий поздних этапов в ряде районов встречаются небольшие интрузии гранитоидных и сиенитовых пород, также несущие контактово-метасоматическое оруденение. От сходных комплексов ранних этапов они отличаются меньшими размерами интрузий и рудных тел, вероятно меньшей глубинностью и присутствием полиметаллов (тельбесский комплекс Кузнецкого Ала-Тау, магнетитовые месторождения Приморья и др.).

Атансорский комплекс по своим геологическим особенностям и характеру оруденения скорее близок к интрузиям поздних этапов развития подвижных зон земной коры (тельбесский интрузивный комплекс) и может быть поэтому моложе боровского и степнякского комплексов. Весьма интересно с этой точки зрения произвести дополнительное изучение атансорского рудоносного комплекса и собрать дополнительный материал относительно его возраста.

Недостаточная изученность возрастных взаимоотношений между среднепалеозойскими интрузиями и эффузивными проявлениями Северного Казахстана затрудняет установление последовательности их формирования и возможной геологической связи. Определенные общие петрохимические закономерности интрузивных пород не находятся в противоречии с петрографическим и химическим составом эффузивных пород, что, видимо, стоит в связи с формированием их в сходных геологических условиях в процессе накопления среднепалеозойской геосинклинали.

ЛИТЕРАТУРА

Билибин Ю. А. Связь золотого оруденения Северного Казахстана с интрузивными породами. Сб. матер. по геол. золота и платины, вып. 3, 1947.

Билибин Ю. А. О некоторых чертах металлогении золота. Зап. Всеросс. мин., ч. XXVI, № 1, 1947.

Елисеев Н. А. Петрография Рудного Алтая и Калбы. Петрография СССР, сер. 1, вып. 6, 1938.

Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию. 1944.

Плотникова Т. В. Об одном случае автометаморфизма в лампрофирах. Зап. Всеросс. мин. общ., ч. XXVI, № 2, 1947.

Шлыгин Е. Д. Вулканизм и явления метаморфизма. Тектоника Селекты-Ишимского района. Геология СССР. Восточный Казахстан, ч. 1. 1941.

А. И. Семенов

ИНТРУЗИВНЫЕ КОМПЛЕКСЫ ЗАЙСАНСКОЙ ГЕОСИНКЛИНАЛИ И СВЯЗЬ С НИМИ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

На обширной территории Восточного Казахстана, между Обь-Иртышским водоразделом и горной системой хребта Чингиз, в течение среднего и верхнего палеозоя существовала чрезвычайно подвижная зона земной коры, известная под названием Зайсанской геосинклинали (В. П. Нехорошев, 1949 г.). В процессе ее развития в складчатую область проявилась мощная интрузивная деятельность, в результате которой возникли сложные по составу и морфологическим особенностям тела интрузивных пород, пользующиеся здесь широким распространением. В непосредственной связи с глубинным магматизмом и тектоническими движениями имели место процессы рудообразования, повлекшие за собой возникновение многочисленных месторождений полезных ископаемых, многие из которых в современных условиях представляют значительный практический интерес.

Наиболее полной сводкой по герцинским интрузивным породам для одной из частей Зайсанской геосинклинали, а именно по Алтаю и Калбе, является работа Н. А. Елисеева (1938 г.), в которой приводится большой фактический материал по петрографии и выделяются отдельные разновозрастные интрузивные комплексы, характеризующиеся вполне определенной металлогенией.

Интрузивные породы Калбинского и Нарымского хребтов описаны в работах Н. К. Морозенко (1937 г.) и К. И. Тимофеева (1923 и 1934 гг.). С момента опубликования этих работ произведены более детальные исследования и собран достаточно большой дополнительный материал как по указанной территории, так и по другим частям Зайсанской геосинклинали (Горный Алтай, северо-восточный склон хребта Чингиз), ранее не изученным. Эти новые данные, в сборе и обработке которых автор принимал непосредственное участие, позволяют выделить новые комплексы и отдельные фации (серии) интрузивных пород, рассмотреть последовательность возникновения интрузивных комплексов в связи с общим ходом развития геосинклинали, охарактеризовать металлогенические особенности каждого из комплексов и формы связи с ними отдельных типов рудных месторождений и, наконец, наметить металлогенические зоны.

Совокупность рассматриваемых вопросов приводит к определению направления дальнейших поисковых и поисково-разведочных работ на те или иные полезные ископаемые.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ РАЗВИТИЯ ЗАЙСАНСКОЙ ГЕОСИНКЛИНАЛИ

Начало заложения рассматриваемой герцинской геосинклинальной зоны относится к концу нижнего — началу среднего девона. Ее возникновение явилось следствием резкого сокращения и отмирания каледонской геосинклинали Сибири и Северного Казахстана и было предопределено ранее существовавшим обширным синклинорием, выполненным мощными силурийскими (преимущественно готландскими) отложениями, недостаточно сильно дислоцированными, что сохранило его мобильность при последующих тектонических движениях.

Судя по строению краевых частей Зайсанской геосинклинали, а также и центральной ее части, можно предполагать, что в результате конечных фаз каледонского диастрофизма (конец верхнего силура — начало нижнего девона) данная территория полностью осушилась и силурийские отложения, смятые в складки широкого радиуса, подвергались достаточно интенсивной эрозии. В первые же фазы герцинского диастрофизма на месте отмеченного синклинория стала отчетливо обособляться зона прогиба, что вызвало новую трансгрессию моря.

Начало герцинского этапа осадконакопления в Зайсанской геосинклинали, сопровождавшееся мощной вулканической деятельностью, относится к низам среднего девона. Среднедевонские отложения залегают с отчетливо выраженным несогласием на различных породах ордовика и готландия. В пределах северо-восточной краевой части геосинклинали (Рудный Алтай, район оз. Марка-Куль) среднедевонские отложения представлены преимущественно кислыми эффузивами (альбитофиры, фельзиты) и их туфами, среди которых наблюдаются горизонты песчаников, туфопесчаников, сланцев и известняков (в нижней части разреза) с характерной среднедевонской фауной. В основании этих отложений нередки мощные конгломераты (хребет Листвяга, северо-западная часть Рудного Алтая). Общая мощность среднедевонских отложений в северо-восточной краевой части геосинклинали колеблется в пределах от 1500 до 2000 *м*.

К юго-западу (Калбинский хребет) девонские отложения перекрыты мощными толщами нижнекаменноугольных осадков и выступают лишь на небольшой сравнительно площади в бассейне р. Чар (к востоку от пос. Георгиевка). Здесь они представлены глинистыми сланцами, известняками и яшмовидными кремнистыми сланцами. Среди указанных пород (в верхней части разреза) наблюдаются покровы основных эффузивов (порфириты). Общая мощность среднедевонских отложений в бассейне р. Чар значительно больше и достигает 3000 *м*.

Далее к юго-западу от долины р. Чар среднедевонские отложения вновь погружаются под более молодые осадки. У юго-западной краевой части геосинклинали (северо-восточный склон хребта Чингиз) к среднему девону относятся кислые и отчасти основные эффузивы с подчиненными туфами, конгломератами и туфопесчаниками (горы Альджан, к югу от гор Коконь). Характер этих образований (отсутствие сортировки материала в конгломератах и туфопесчаниках) указывает на происхождение их в континентальных условиях. Береговая линия морского бассейна, очевидно, проходила где-то к северо-востоку. Осевой частью среднедевонского прогиба следует считать зону современного Калбинского хребта.

К началу верхнего девона отмечается некоторое смещение оси геосинклинали к юго-западу, о чем свидетельствует развитие морских верхнедевонских отложений на северо-восточных склонах хребта Чингиз, залегающих несогласно с конгломератами в основании на породах верхнесилурийского и среднедевонского возраста (район гор Аркат).

Следы перемещения береговой линии к юго-западу отмечаются также и в пределах северо-восточной части геосинклинали (появление при-

брежно-континентальных фаций верхнедевонских отложений в районе с. Курья на Алтае).

Повидимому в конце среднего или в начале верхнего девона имели место первые достаточно отчетливо фиксируемые тектонические движения, которые весьма вероятно более интенсивно проявились в крайних бортовых частях геосинклинали и менее заметно в основной ее части.

В Рудном и Южном Алтае верхнедевонские отложения постепенно сменяют среднедевонские и граница между ними нередко проводится условно. Литологический состав пород, относимых к верхнему девону, более разнообразный. Если среди пород среднего девона преимущественным развитием пользуются кислые эффузивы и их туфы, то в верхнем девоне осадочный комплекс пород преобладает над эффузивами и их туфами. Среди осадочных пород имеют широкое и мощное развитие различные сланцы и в меньшей степени переслаивающиеся с ними песчаники и известняки. Лишь на некоторых участках вулканогенные породы преобладают в разрезах и при этом относятся к производным основной магмы (спилиты, диабазы, порфириты). Аналогичный характер отложений верхнего девона отмечается и для центральной части геосинклинали (бассейн р. Чар).

Мощность верхнедевонских отложений на Алтае до 3000 *м*. В юго-западной краевой части геосинклинали они имеют мощность от 100 до 400 *м*, причем вулканогенные фации здесь, как правило, отсутствуют.

Широким распространением в пределах Зайсанской геосинклинали пользуются нижнекаменноугольные отложения. Есть основания полагать, что в низах нижнего карбона здесь второй раз проявились более или менее значительные тектонические движения, которые привели к перестройке общего плана геосинклинального прогиба. Эта перестройка выразилась в образовании крупного продольного Чарского антиклинального поднятия, разделившего геосинклиналь на две неравновеликие части. К северо-востоку от этого поднятия продолжал развиваться крупный прогиб (Алтайская зона), а к юго-западу начал оформляться новый более узкий и менее глубокий прогиб (Жарминская зона).

Антиклинальное поднятие в турнейское время, повидимому, не покрывалось морем. В пределах окаймляющих его прогибов процесс осадконакопления в связи с отмеченной тектонической фазой не прекращался, и здесь нижнекаменноугольные отложения без перерыва сменяют верхнедевонские осадки. Вследствие этого граница между этими отложениями сколько-нибудь точно не устанавливается. В пределах Рудного Алтая, т. е. в краевой зоне прогиба, примыкающей к каледонидам Горного Алтая, нижнекаменноугольные отложения характеризуются частой и резкой сменой фациального состава как по простиранию, так и в вертикальном разрезе. Отложения турнейского яруса здесь представлены известняками, сланцами и местами мощными толщами эффузивов основного и среднего состава (бухтарминская свита). В Калбинском и Нарымском хребтах, т. е. в части прогиба, примыкающей к Чарскому антиклинальному поднятию, отложения турнейского яруса отличаются исключительным однообразием, будучи представленными черными глинистыми сланцами, в верхней части разреза переслаивающимися с мелкозернистыми и среднезернистыми кварцевыми песчаниками (такырская свита). Эта свита, имеющая значительную мощность (не менее 2000—3000 *м*), характеризуется почти полным отсутствием органических остатков.

В Жарминской зоне турнейские отложения прослеживаются вдоль подножья хребта Чингиз, где они представлены известково-кремнистыми и глинистыми сланцами, мергелями, известняками и на отдельных участках эффузивами небольшой мощности.

В одних случаях эти отложения сменяют осадки верхнего девона, а в других залегают на размытой поверхности дислоцированных силурий-

ских отложений. Общая мощность турнейских отложений здесь редко достигает нескольких сотен метров.

В начале визе существенных изменений в условиях осадконакопления не произошло. В Рудном и Южном Алтае нижневизейские отложения представлены различными сланцами и песчаниками и в меньшей степени вулканогенными породами кислого состава. В Калбе к низам визейского яруса относятся однообразные полимиктовые песчаники с редкими прослоями конгломератов и глинистых сланцев (даланкаринская свита). Мощность этих отложений не превышает 1000 *м*.

В середине визе в пределах Зайсанской геосинклинали проявились тектонические движения более мощные, чем в турнейское время. В результате этих движений оказались смятыми в пологие складки девонские и нижнекаменноугольные отложения и, вероятно, бóльшая часть данной территории на короткое время осушилась. Уже в верхнем визе отмечается вновь трансгрессия моря.

Сейчас нет определенных данных для суждения о размерах верхневизейского бассейна, так как значительная часть отложений этого времени полностью размыта. Можно допустить, что этот бассейн не был единым. К верхневизейскому и отчасти намюрскому возрасту относятся конгломераты, песчаники, сланцы, известняки и вулканогенные породы основного и кислого состава (джалтырская, аркаульская и малоульбинская свиты). Эти отложения развиты в Рудном Алтае (бассейны рр. Ульба и Нарым), в Южном Алтае (Нарымский хребет, горы Аркаул) и в западной части Калбинского хребта.

Характерно, что в верхневизейское время Чарское антиклинальное поднятие стало испытывать тенденцию к опусканию. Верхневизейские отложения здесь залегают непосредственно на верхнедевонских породах с мощными конгломератами в основании.

В Рудном Алтае верхневизейские и частично намюрские отложения без какого-либо перерыва сменяются мощной толщей вулканогенных образований (плагиоклазовые порфириты, отчасти диабазы, кератофиры и различные туфы).

На сводных геологических картах эти породы отнесены к верхнему палеозою, подразумевая под последним промежуток времени от среднего карбона до нижней перми включительно. Однако, как показали наши наблюдения в Нарымском районе и в бассейне р. Ульбы, возраст этих пород скорее всего намюрский, так как они завершают разрез охарактеризованных органическими остатками верхневизейских отложений. При этом следует отметить, что излияние лав происходило, повидимому, уже в наземных условиях.

В конце намюра или в начале среднего карбона проявились интенсивные тектонические движения, в результате которых на месте глубоких нижнекаменноугольных прогибов образовались сложные складчатые структуры. Одновременно со складчатостью в этих зонах началась мощная интрузивная деятельность. Следует заметить, что данная тектоническая фаза — одна из наиболее мощных герцинских фаз в пределах рассматриваемой геосинклинали — во времени, очевидно, была длительной и характеризовалась прерывистостью, т. е. периоды интенсивных движений сменялись периодами относительного затишья. Эта особенность проявления тектонических движений отразилась как на характере структур, так и на характере интрузивной деятельности (многократность поступления магмы). В частности, в конечные стадии данной фазы, после формирования основных складчатых структур и внедрения мощных интрузий, возникла серия разломов типа надвигов, по которым из магматического очага внедрились наиболее кислые диференциаты магмы, давшей так называемые малые интрузии кварцевых альбит-порфиров и кварцевых порфиров. Такого типа разломы фиксируются в Рудном Алтае (Зыряновский район и др.).

Складчатые зоны, возникшие на месте глубоких прогибов, оказались приподнятыми и в дальнейшем не испытывали существенных опусканий, которые вызвали бы восстановление морского режима. Лишь в средней части Зайсанской геосинклинали, где ранее существовал Чарский антиклинорий, в верхнем палеозое отчетливо обособилась зона прогиба между двумя возвышенными и интенсивно складчатыми областями. В указанном прогибе (бассейн р. Чар) верхнепалеозойские отложения залегают несогласно на нижнекаменноугольных и верхнедевонских породах. К ним относятся песчаники и сланцы с горизонтами конгломератов, содержащих гальки визейских и турнейских пород. Возраст этих отложений по фауне и растительным остаткам одними исследователями считается верхнекаменноугольным, а другими — нижнепермским. К этому же возрасту, очевидно, относятся угленосные толщи Прииртышья (район Кайнема). Стратиграфически выше указанных отложений с отчетливым структурным несогласием залегают основные эффузивы (порфириты), имеющие мощность порядка 300—400 *м* (Кокпектинский район), и местами эффузивы щелочного состава (Семейтавские горы и Прииртышский угленосный бассейн). Таким образом, очевидно в перми, до излияния лав, имели место мощные тектонические движения, которые устанавливаются не только по наличию несогласия между осадочными и вулканогенными породами в зоне позднегерцинского прогиба, но и в пределах соседних складчатых зон, где отмечается наличие более поздних и мощных региональных разломов (Прииртышский и др.), секущих ранее созданные складчатые структуры. Эти разломы послужили путями для проникновения больших масс магмы из глубоких магматических очагов к поверхностным слоям земной коры (гранитоидные интрузии).

Наиболее благоприятными областями для возникновения мощных разломов оказались жесткие краевые части геосинклинали, нередко уже в пределах каледонского фундамента (Горный Алтай, северо-восточный склон хребта Чингиз), а также зоны взаимоперехода центрального прогиба (Чарского) к смежным интенсивно складчатым зонам. В результате отмеченных мощных дизъюнктивных дислокаций территория геосинклинали оказалась разбитой на ряд крупных блоков, без значительных перемещений друг по отношению к другу. В верхней перми или в начале мезозоя произошло полное отмирание Зайсанской геосинклинали в северо-западной ее части. На юго-востоке в осевой зоне продолжали накапливаться мощные толщи мезозойских отложений (хребет Саур).

Таковы основные черты развития Зайсанской геосинклинали. Из сказанного следует, что формирование структур внутри ее обязано следующим главнейшим фазам герцинского тектогенеза:

1. С первыми тектоническими движениями герцинского этапа в пределах рассматриваемой области связано возникновение геосинклинального прогиба, до некоторой степени унаследовавшего существовавший ранее каледонский прогиб, далеко не закончивший своего геосинклинального развития. Эти тектонические движения относятся к концу нижнего — началу среднего девона.

2. В результате тектонических движений конца среднего — начала верхнего девона произошло смещение оси геосинклинали к юго-западу и заложение Чарского антиклинального поднятия.

3. Более мощная тектоническая фаза отмечается в первой половине турнейского века, в результате чего Зайсанская геосинклиналь оказалась разделенной антиклинальным поднятием на два неравновеликих прогиба (Алтайский и Жарминский). В пределах образовавшихся прогибов процесс осадконакопления в дальнейшем не прекращался.

4. Следующая тектоническая фаза (саурская, по В. П. Нехорошеву) проявилась в середине визейского века; с ней связывается первая складчатость уже в пределах наиболее глубоких прогибов с мощными девон-

скими и нижнекаменноугольными отложениями. В. П. Нехорошев считает, что в Зайсанской геосинклинали «складчатые структуры в основном были оформлены саурской фазой складчатости» (1949 г.). Однако с этим согласиться трудно, так как верхневизейские и намюрские отложения в пределах Алтайского прогиба не имеют резко выраженного структурного несогласия с подстилающими отложениями. Там, где верхневизейские отложения залегают на девонских породах (Чарское антиклинальное поднятие, р. Бухтарма), отмечаемое резкое несогласие обусловлено тектоническими движениями предыдущей фазы, а не саурской. Саурская фаза не может считаться основной, так как только с последующими дислокациями связано оформление основных складчатых структур, в которых в такой же степени участвуют верхневизейские отложения и к которым приурочено внедрение мощных интрузий (Рудный Алтай).

5. Мощные тектонические движения отмечаются в среднем карбоне; в результате их вся территория геосинклинали осушилась, девонские же и нижнекаменноугольные отложения оказались смятыми в складки.

Именно с этой фазой связаны мощные интрузии, в основном одновременные со складчатостью. В конечной стадии данной фазы возникали достаточно крупные разломы.

6. Не менее мощная тектоническая фаза проявилась, вероятно, в перми. К этому времени относятся дальнейшее усложнение складчатых структур и возникновение второй серии крупных региональных разломов, по которым произошло относительное небольшое перемещение отдельных крупных блоков и внедрение больших масс гранитной магмы.

Что касается последующих герцинских тектонических фаз, то они во времени точно не устанавливаются и по силе проявления были менее мощными, чем предыдущие.

ИНТРУЗИВНЫЕ КОМПЛЕКСЫ, ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ И ПОЛОЖЕНИЕ В СТРУКТУРЕ

В процессе развития и перехода в складчатую область Зайсанской геосинклинали интрузивная деятельность проявлялась многократно, приурочиваясь к наиболее мощным тектоническим фазам. В результате последовательного поступления магмы к поверхностным слоям земной коры в каждую фазу возникали качественно различные породы (в главной своей массе). Причины такой закономерности в данное время не ясны. Может быть, это было обусловлено эволюцией магматического очага, но в то же время допустимы и другие объяснения. Группы интрузивных пород, возникшие в отдельные тектоно-магматические фазы и различающиеся по общему составу и некоторым другим признакам (отношение к складчатости, к разломам, металлогения и пр.), объединяются в интрузивные комплексы. Характерно, что различные интрузивные комплексы в пределах геосинклинали приурочиваются к определенным структурно-фациальным зонам, обычно достаточно четко ограниченным, и лишь в отдельных случаях наблюдается наложение более поздних зон на зоны, сформировавшиеся ранее.

Наиболее ранний интрузивный комплекс представлен ультраосновными породами (серпентинизированные перидотиты и частично пироксениты), выступающими в виде небольших массивов в бассейне р. Чар. Эти интрузии прорывают отложения верхнего девона, а в размытом состоянии в виде галек установлены в верхнепалеозойских конгломератах. Можно полагать, что время внедрения ультраосновной магмы относится к турнейскому веку и было вызвано тектоническими движениями, в результате которых оформилось антиклинальное поднятие в Зайсанской геосинклинали.

Следующий интрузивный комплекс, выделенный В. П. Нехорошевым (1944 г.) под названием Саурского, представлен небольшими телами гранодиоритов и кварцевых диоритов в хребте Саур. Там эти интрузии прорывают нижневизейские отложения и, по данным В. П. Нехорошева, аналогичные гранодиориты встречаются в виде галек в базальных конгломератах, относимых к верхнему визе. Следовательно, возраст этих интрузий устанавливается довольно точно. Нигде в других частях Зайсанской геосинклинали интрузии данного возраста не установлены.

Как уже отмечалось, мощная интрузивная деятельность в Зайсанской геосинклинали проявилась в среднем карбоне. В результате этой деятельности возник сложный по составу комплекс пород, описанный Н. А. Елисеевым (1938 г.) под названием змеиногорского. Последующими работами на Алтае установлено, что в составе змеиногорского комплекса довольно отчетливо выделяется своеобразная, отличная по составу, группа малых интрузий, локально приуроченных к разломам, возникшим позднее внедрения главной массы интрузий. Исходя из этого, нами змеиногорский комплекс разделяется на две серии: змеиногорскую и рудноалтайскую.

Змеиногорская серия пород представлена габбро-норитами, габбро-диоритами, гранодиоритами, адамеллитами, плагиогранитами, нормальными гранитами и различными жильными образованиями. Среди перечисленных пород преобладающим распространением пользуются гранодиориты и адамеллиты. Этими породами сложены крупные массивы. Другие разновидности пород участвуют в строении тех же массивов, а иногда образуют и самостоятельные массивы.

Интрузии змеиногорской серии располагаются в виде двух зон. Одна из них, наиболее широкая, с большим числом крупных массивов, располагается в северо-восточной краевой части геосинклинали (Рудный Алтай и узкая зона в Южном Алтае). Интрузии прорывают здесь все слоистые породы, включая верхневизейские и намюрские (ошибочно принимались за верхнепалеозойские) отложения. Абсолютный возраст рассматриваемых интрузий, определенный гелиевым методом по магнетиту из скарнов в контакте с кварцевыми диоритами (Бухтарминское месторождение), равен 257 млн. лет (определения выполнены в РИАН). Другая зона интрузивных пород змеиногорской серии, менее отчетливо выраженная, располагается в пределах Жарминского нижнекаменноугольного прогиба, т. е. в противоположной (юго-западной) краевой части геосинклинали. Кроме типичных разностей змеиногорской серии (гранодиориты, адамеллиты), здесь наблюдаются отдельные массивы, сложенные кварцевыми монцонитами, сиенито-диоритами и кварцевыми сиенитами. Так как они не занимают какого-либо обособленного пространственного положения и в возрастном отношении являются, повидимому, одновременными, то можно их отнести к змеиногорской серии.

Рудноалтайская серия представлена мелкими телами кварцевых альбит-порфиров, кварцевых порфиров и гранит-порфиров. Эти породы обнажаются преимущественно вблизи разломов, пространственно обычно не выходя за пределы зоны мощных интрузий змеиногорской серии. И более того, разломы, к которым приурочиваются небольшие тела кварцевых альбит-порфиров, кварцевых порфиров и гранит-порфиров, чаще располагаются недалеко от крупных массивов гранитоидов змеиногорской серии.

В пределах Рудного и Южного Алтая среди девонских вулканогенных толщ возможны также сходные по типу субвулканические интрузии девонского времени, выделить которые пока-что не представляется возможным.

В пределах Жарминской зоны аналогичные малые интрузии не установлены.

В более позднюю стадию развития складчатой области, возникшей на месте Зайсанской геосинклинали, в связи с образованием крупных региональных разломов вновь отмечается проявление мощной интрузивной деятельности. Крупные интрузии этого периода представлены преимущественно нормальными гранитами, которые объединяются в калбинский комплекс. В пределах рассматриваемой структуры они образуют три обособленные зоны, вытянутые в северо-западном направлении. Две из них располагаются вдоль краевых частей геосинклинали, как бы окаймляя ее (Горный Алтай и северо-восточный склон хребта Чингиз). Значительная часть интрузий в этих зонах залегает в породах каледонского фундамента, т. е. с внешней стороны зон интрузий змеиногорского комплекса. Третья зона располагается в центральной части наиболее обширного Алтайского прогиба геосинклинали (Калбинский и Нарымский хребты). Общий состав интрузий во всех трех зонах довольно близок, но в то же время намечаются и некоторые отличия. Вследствие этого представляется целесообразным разделить калбинский комплекс на три серии, а именно: а) горноалтайскую, б) калба-нарымскую и в) дегеленскую.

1. Горноалтайская серия пород представлена преимущественно порфировидными биотитовыми гранитами с подчиненными равномернозернистыми гранитами и гранит-порфирами.

2. В состав калба-нарымской серии входят порфировидные биотитовые граниты, неравномернозернистые граниты, в подчиненном отношении адамеллиты, гранодиориты, аплит-пегматиты и пегматиты (характерны).

В долине р. Иртыш между пристанями Гусиная и Малая Красноярка совершенно отчетливо устанавливается, что гранитоиды змеиногорского комплекса (змеиногорской серии) срезаются Прииртышской зоной разлома, превращаясь в милониты. В то же время милониты инъицируются гранитоидами калба-нарымской серии.

3. Для дегеленской серии характерны аляскитовые граниты с подчиненными биотитовыми гранитами, граносиенитами и кварцевыми сиенитами.

Время внедрения интрузий калбинского комплекса по геологическим данным не может быть определено достаточно точно. Во всех трех зонах интрузии прорывают палеозойские отложения до нижнего карбона включительно.

В северо-западной части Калбинского хребта интрузии данного комплекса (Дельбегетейский массив) прорывают верхнепалеозойские отложения (C_3—P_1).

Более позднее время внедрения гранитоидов калбинского комплекса по отношению к гранитоидам змеиногорского комплекса устанавливается также на основании наличия непосредственных взаимоотношений (долина р. Иртыш).

Абсолютный возраст гранитоидов калбинского комплекса, определенный в РИАН по монациту (акцессорный минерал в гранитах гор Монастыри), выражается в 189—210 млн. лет, что соответствует пермской системе.

Наиболее молодой интрузивный комплекс в пределах Зайсанской геосинклинали выделяется нами под названием чарского и разделяется на две серии: кулуджунскую и семейтавскую. Породы, входящие в данный комплекс, обнажаются в виде небольших массивов (малые интрузии) и образуют зону, приуроченную к позднегерцинскому (верхнепалеозойскому) прогибу, которая накладывается на более раннюю зону ультраосновных интрузий. Малые интрузии чарского комплекса прорывают верхнепалеозойские отложения.

Кулуджунская серия пород представлена гранитами, гранодиоритами, кварцевыми диоритами, диоритами, габбро, сиенито-гранитами, гранодиорит-порфирами, кварцевыми сиенит-порфирами, гранит-порфирами и кварцевыми порфирами.

К этой же серии нами условно относятся интрузии Южного Алтая, обнажающиеся в пределах зоны смятия или вблизи нее.

Как правило, эти интрузии прорывают глубоко метаморфизованные породы (кристаллические сланцы и амфиболиты), возникшие в основной этап формирования зоны смятия, сопровождавшейся внедрением гранитоидов калбинского комплекса. Наиболее молодые интрузивные породы в зоне смятия представлены габбро, диоритами, гранодиоритами и плагиогранит-порфирами (Южный Алтай, Прииртышье).

Следует отметить, что в пределах этой же зоны смятия отмечаются местами интрузивные породы основного состава, явно более древние, чем граниты калбинского комплекса, т. е. относящиеся возможно к змеиногорскому комплексу. В этих случаях они обычно катаклазированы и милонитизированы. Не совсем ясно возрастное положение небольших тел ультраосновных пород в зоне смятия (серпентиниты). Они несомненно более молодые по возрасту, чем такие же по составу интрузии в бассейне р. Чар, на что еще обращал внимание Н. А. Елисеев (1938 г.).

На продолжении зоны с развитием кулуджунской серии интрузивных пород (бассейн р. Чар) к северо-западу, в пределах того же позднегерцинского прогиба, появляется своеобразная семейтавская серия щелочных интрузий (к северо-западу от г. Семипалатинска), которые прорывают как отложения верхнего палеозоя (C_3—P_1), так и залегающие на них несогласно эффузивы. Как установлено работами ряда исследователей, эти интрузии очень тесно связаны с поверхностными лавовыми покровами и, по существу, являются почти одновременными с ними. Интрузии семейтавской серии представлены габбро-сиенитами, мангеритами, щелочными гранитами, кварцевыми анортоклазитами и анортоклазовыми кварцевыми порфирами. В возрастном отношении семейтавская серия пород, повидимому, одновременна или во всяком случае очень близка к кулуджунской серии, о чем свидетельствует одинаковое положение их в структуре.

Большинство исследователей (Н. А. Елисеев, 1938 г.; В. П. Нехорошев, 1949 г.; И. С. Яговкин, 1936 г. и др.) малые интрузии бассейна р. Чар считают производными Калбинской интрузии, а следовательно и одновременными с ней. Действительно, нигде непосредственных взаимоотношений между указанными комплексами пород не наблюдается.

Однако, если рассматривать интрузивную деятельность в связи с общим ходом развития геосинклинали, то, как уже было видно из предыдущего, оформление отдельных структурных зон с характерными интрузивными комплексами происходило в определенной закономерной последовательности. Исходя из этого, можно полагать, что чарский комплекс интрузий, расположенных в позднегерцинском прогибе и прорывающих все известные палеозойские слоистые породы, по времени является более поздним, чем гранитоиды калбинского комплекса. Кроме того, интрузии чарского комплекса по своему составу существенно отличаются от рассмотренных ранее комплексов и, как будет видно из дальнейшего, характеризуются совершенно другой металлогенией. Указанные различия не могут быть объяснены зависимостью от характера вмещающих пород, которые в зоне Калбинских и зоне Чарских интрузий являются одинаковыми. Так же неприемлемы попытки объяснения различий между малыми интрузиями и калбинскими гранитами глубиной эрозионного среза (В. П. Нехорошев, 1949 г.), так как эти попытки базируются на неверном предположении о пологом погружении Калбинской интрузии к юго-западу, что позволяет рассматривать Чарские интрузии как выступы кровли того же интрузивного тела. В действительности же Калбинская интрузия погружается к северо-востоку и имеет корневую систему в Прииртышской зоне смятия. Материалы, подтверждающие данное положение, будут рассмотрены ниже.

Таким образом, исходя из изложенных общих положений, следует считать чарский комплекс интрузивных пород более поздним, чем калбинский. Интервал времени, разделяющий эти интрузии, сколько-нибудь точно пока не может быть установлен.

Чарские интрузии явились завершающими герцинский магматизм в северо-западной части Зайсанской геосинклинали. Весьма возможно, что этот завершающий этап имел место в начале мезозоя.

Общая краткая характеристика выделенных интрузивных комплексов и отнесенных к ним отдельных массивов дана в табл. 1.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ИНТРУЗИВНЫХ КОМПЛЕКСОВ

Изученность отдельных интрузивных комплексов Зайсанской геосинклинали далеко не одинакова. Наиболее хорошо изучены интрузивные породы Рудного Алтая и Калба-Нарымского района, которым посвящены обстоятельные работы Н. А. Елисеева (1938 г.), Н. К. Морозенко (1937 г.), Н. Н. Курек (1944 г.), К. И. Тимофеева (1923, 1934 гг.) и ряда других авторов. За последние годы собран достаточно обширный материал по гранитоидам Горного Алтая. Менее хорошо изучены интрузии юго-западной части геосинклинали (Жарминская зона).

1. КОМПЛЕКС УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД

Ультраосновные породы, входящие в данный комплекс, обнажаются в виде очень небольших массивов в бассейне р. Чар, общая площадь которых не превышает 150—170 *км*^{2}. Форма интрузий еще не выяснена. Можно полагать, что это скорее всего небольшие межпластовые залежи в девонских отложениях.

В состав комплекса входят главным образом в различной степени серпентинизированные перидотиты и пироксениты. В серпентинитах, возникших за счет перидотитов, обычно сохранились реликты первичной структуры, с псевдоморфозами антигорита по оливину и бастита по ромбическому пироксену. Следы моноклинного пироксена встречаются значительно реже. Следовательно, первоначальный состав пород был близок, очевидно, к гарцбургитам.

Химический состав серпентинитов, возникших за счет гарцбургитов, характеризуется данными химического анализа образца, взятого в 5—6 *км* к северу от пос. Батурина (см. табл. 2).

Таблица 2

Химический состав серпентинитов

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	CaO	MgO	Na_2O	K_2O	П.п.п.	H_2O гигр.	Сумма
1	40,01	0,06	0,82	7,10	0,34	0,08	Нет	37,63	Нет	Нет	12,18	1,34	99,91

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

№ анализа	*a*	*c*	*b*	*s*	*m'*	*a'*	*f'*	*Q*
1	0	С	61,2	38,8	87,5	1,45	8,9	—22,4

Серпентиниты, образовавшиеся за счет пироксенитов, слагают небольшие участки среди разновидностей, указанных выше.

2. САУРСКИЙ КОМПЛЕКС

Интрузии саурского комплекса были кратко описаны В. П. Нехорошевым (1941, 1944 гг.) и в дальнейшем не подвергались более детальному изучению.

Интрузивные комплексы

№ п/п	Наименование интрузивных комплексов (от молодых к древним)[1]	Возраст	Петрографический состав (наименование пород)	Форма залегания
1	Чарский а) Семейтавская серия	$P—Mz_1$	Габбро-сиениты, мангериты, щелочные граниты, кварцевые анортоклазиты, анортоклазовые кварцевые порфиры	Лакколиты, факолиты, штоки
	б) Кулунджунская серия		Граниты, сиенито-граниты, гранодиорит-порфиры, кварцевые сиенит-порфиры, гранит-порфиры, кварцевые порфиры, гранодиориты, кварцевые диориты, диориты, габбро	Небольшие штоки, массивы и дайки (малые интрузии)
2	Калбинский а) Горноалтайская серия	$C_3—P_1$	Порфировидные биотитовые граниты с подчиненными равномернозернистыми гранитами, аплитовидными гранитами и гранит-порфирами	Крупные тела типа сложных батолитов
	б) Калба-нарымская серия	Абсолютный возраст 189—210 млн. лет	Порфировидные биотитовые граниты, равномернозернистые граниты, частью адамеллиты, гранодиориты, аплит-пегматиты и пегматиты	То же
	в) Дегеленская серия		Аляскитовые граниты с подчиненными биотитовыми гранитами, аплитовидными гранитами, граносиенитами и кварцевыми сиенитами	„ „
3	Змеиногорский а) Рудно-алтайская серия	$C_3—P_1$	Кварцевые альбит-порфиры, кварцевые порфиры, гранит-порфиры (среди них возможны субвулканические интрузии девонского возраста)	Штоки, факолиты, трещинные тела, дайки
	б) Змеиногорская серия	Абсолютный возраст 257 млн. лет $C_2—C_3$	Габбро-нориты, габбро, диориты, гранодиориты, адамеллиты, плагиограниты и граниты (в целом характерен адамеллито-плагиогранитовый состав)	Обычные крупные тела типа лакколитов, хонолитов и факолитов
4	Саурский	C_1^v	Гранодиориты и кварцевые диориты, диориты, сиенито-диориты	Небольшие массивчики типа лакколитов
5	Ультраосновной	C_1^t ?	Серпентинизированные перидотиты и частично пироксениты	Небольшие, повидимому, межпластовые тела

[1] Последовательность расположения серий внутри комплексов не является последовательностью во времени, за исключением серий змеиногорского комплекса.

Таблица 1

Зайсанской геосинклинали

Глубинность	Наименование массивов	Вмещающие породы и их возраст
Приповерхностные интрузии, связанные с поверхностными покровами	Небольшие массивы в горах Семейтау	Верхнепалеозойские песчанико-сланцевые отложения и пермские эффузивы
Очень небольших глубин	Западная Калба (массивы: Джалдубай, Найза, Кулуджун, Кой-Тас, Букур-Каин, Идиге и др.). Южный Алтай	Верхнепалеозойские и визейские песчанико-сланцевые отложения, местами эффузивы Кристаллические сланцы зоны смятия
Средних глубин	Синюхинский, Каратонский, Убино-Белорецкий, Теремковский, Линейский, Тургусунский, Черновинский, Кара-Алахинский и др.	Песчанико-сланцевые метаморфизованные отложения S_1, вулканогенные и карбонатные породы D_2, песчанико-сланцевые отложения D_3 и C_1
То же	Калбинский и Нарымский массивы	Песчанико-сланцевые отложения C_1
„ „	Дегеленский, Майлякаринский, Эдрейский, Аркат, Кой-Тас, Кедей-Джон и др.	Песчанико-сланцевые и карбонатные отложения C_1, песчанико-сланцевые и вулканогенные образования силура
Небольших глубин	Лениногорский, Змеиногорский и Зыряновский районы в Рудном Алтае	Песчанико-сланцевые и вулканогенные породы девона и нижнего карбона
Небольших и средних глубин	Алейский, Ульбино-Тургусунский (Ивановский), Черемшанский, Орловский и др. в Рудном Алтае. В юго-западной части геосинклинали Мурджикский, Кызыл-Чекинский и др.	В Рудном Алтае различные осадочные и вулканогенные породы девонского и нижнекаменноугольного времени (включая намюрские), отчасти песчанико-сланцевые метаморфизованные отложения силура
Небольших глубин	Хребет Саур	Нижнекаменноугольные отложения до низов визе включительно
?	Бассейн р. Чар	Девонские песчанико-сланцевые отложения

В состав саурского комплекса входят диориты, гранодиориты и сиенито-диориты. Эти породы выступают в виде массивов с площадью до 100—150 *км*². В. П. Нехорошев (1941 г.) указывает, что внедрение этих интрузий происходило в две фазы. Первыми внедрились диориты, образовавшие небольшие лакколиты в нижнекаменноугольных отложениях.

Среди диоритов местами отмечаются габбро-нориты и габбро-диабазы, связанные друг с другом постепенными взаимопереходами. Несколько позднее (вслед за раскристаллизацией диоритов) последовало внедрение гранодиоритов, которые образовали более крупные массивы. Как отмечает В. П. Нехорошев (1941 г.), «гранодиоритовые тела также обнаруживают заметную диференциацию; преобладающее распространение в интрузивных телах имеют серые мелкозернистые биотито-роговообманковые гранодиориты, затем встречаются несколько более основные серые и розовые роговообманковые гранодиориты». Дайки гранодиорита встречаются в диоритах.

Кроме диоритов и гранодиоритов, в составе комплекса отмечаются сиенито-диориты, обнажающиеся в виде небольших обособленных тел, пространственно тесно связанных с гранодиоритами.

Жильная фация этих интрузий представлена диоритовыми порфиритами, авгитовыми порфиритами и в меньшей степени гранит-порфирами, микрогранитами и альбит-порфирами.

3. ЗМЕИНОГОРСКИЙ КОМПЛЕКС

Достаточно подробное описание змеиногорского комплекса дано в работе Н. А. Елисеева (1938 г.). Мы в данном комплексе выделяем две серии, занимающие обособленное положение в локальных структурах, различающихся по петрографическому составу и металлоносности.

Змеиногорская серия

В состав змеиногорской серии входят породы, представляющие непрерывный ряд от оливиновых габбро-норитов до нормальных гранитов. Ими сложены огромные массивы как в пределах Рудного Алтая, так и в Жарминской зоне. Формирование этих интрузий, как показывают полевые наблюдения, происходило в период интенсивной складчатости, о чем свидетельствуют связь формы ряда интрузий (преимущественно лакколиты) со складчатыми структурами и наличие частых послойных инъекций, нередко участвующих в складчатости совместно с вмещающими породами (водораздел рр. Березовки и Нарыма).

В то же время наблюдаются и отчетливые рвущие контакты. Формирование интрузий было сложным и многофазным. Н. А. Елисеев (1938 г.) породы змеиногорской серии подразделяет на три группы, возникшие в следующей последовательности: 1) оливиновые габбро-нориты, габбро-нориты и кварцевые габбро-нориты; 2) гранодиориты, тоналиты, кварцевые диориты и диориты; 3) адамеллиты и плагиоклазовые граниты с подчиненными нормальными гранитами.

Правильность такого разделения полностью подтверждена последующими работами. Взаимоотношения между породами первых двух групп для северо-западной части Рудного Алтая были установлены Н. А. Елисеевым (по кл. Ермакову). Что касается третьей группы пород, то совершенно отчетливые взаимоотношения ее с породами второй группы устанавливаются в южной части Черемшанских белков. Адамеллиты и граниты Черемшанского массива к югу в виде острого клина вторгаются в кварцевые диориты с серией более мелких апофиз.

Севернее, в бассейне р. Черновая, адамеллиты контактируют с габбро-норитами, причем в непосредственном контакте между ними прослеживается зона эруптивной брекчии, состоящей из обломков габбро-норита, сцементированных адамеллитом. Следовательно, поступление магмы из магматического очага происходило отдельными порциями, через сравнительно небольшие промежутки времени, но достаточные для того, чтобы каждая из предшествующих порций к моменту поступления следующей успела раскристаллизоваться.

Эти три группы пород могли бы рассматриваться как серии единого комплекса. Однако тесная пространственная связь их друг с другом не позволяет на данной стадии изученности выделять эти серии. К тому же, с точки зрения металлогении, эти три группы пока не представляют сколько-нибудь значительного интереса в отличие от четвертой, наиболее поздней (кварцевые альбит-порфиры), которая занимает несколько обособленное положение в структурах и с которой локально связывается промышленно важный тип полиметаллических месторождений. Вследствие этого четвертая группа пород, входящих в данный комплекс, выделяется в особую серию (рудноалтайскую).

1. Оливиновые габбро-нориты, габбро-нориты и кварцевые габбро-нориты. Эти породы, связанные между собой взаимопереходами, обнажаются в виде нескольких обособленных массивов, из которых два наиболее крупные расположены в восточной части Зыряновского района (один—на юго-западных склонах хребта Холзун и другой — в пределах Нарымо-Бухтарминского водораздела). Менее крупные массивы известны в северо-западной части Рудного Алтая (район пос. Новоалейского и кл. Ермакова). Общая площадь выходов основных пород не многим превышает 200 *км*^{2}.

Наиболее крупные массивы сложены преимущественно среднезернистыми габбро-норитами. В бассейне р. Черновой (гора Черный камень) габбро-нориты имеют характерную полосчатую текстуру, обусловленную чередованием полос среднезернистых габбро-норитов с полосами мелкозернистых и крупнозернистых разностей. Породы обычно состоят из

зонального плагиоклаза, моноклинного и ромбического пироксена, роговой обманки (обычно замещает пироксен) и рудного минерала. Оливин наблюдается сравнительно редко; зерна его, как правило, окружены амфиболом или пироксеном. В эндоконтактовых зонах в габбро-норитах характерно появление кварца, листочков биотита и в значительно большем количестве роговой обманки. В массиве габбро-норитов, расположенном в пределах Нарымо-Бухтарминского водораздела, отмечаются переходы от габбро-норитов к габбро-диабазам (особенно в краевых зонах).

Химический состав оливиновых габбро-норитов и габбро-норитов характеризуется данными анализов, приведенными в табл. 3.

Таблица 3

Химический состав габбро-норитов (змеиногорский комплекс)

№ анализа	Наименование породы; место взятия пробы	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	CaO	MgO	Na_2O	K_2O	П.п.п.	H_2O гигр.	Сумма
1	Оливиновый габбро-норит. К зап. от пос. Верхнеалайского	49,44	1,48	17,36	1.40	7,60	0,22	10,76	8,19	2,09	0,46	1,26	0,14	100,4
2	Габбро-норит. Бассейн р. Черновой	47,56	0,38	17,45	1,48	4,16	0,12	13,31	11,0	1,26	0,56	2,66	0,15	100,09

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

№ анализа	*a*	*c*	*b*	*s*	*m'*	*c'*	*a'*	*n*	*f'*	*Q*
2	5,4	9,1	27,1	58,4	52,3	15,3	—	87,1	31,6	—3,1
3	3,61	10,15	30,86	55,38	61,1	21,2	—	76,8	16,9	—6,61

Контактовый метаморфизм, вызываемый габбро-норитами во вмещающих песчано-сланцевых породах, выражается в образовании кварцево-актинолито-биотитовых пород, которые, однако, развиты лишь в расстоянии не более 1—3 *м* от непосредственного контакта.

2. Гранодиориты, тоналиты, кварцевые диориты и диориты. Данная группа пород пользуется более широким распространением по сравнению с предыдущей. Массивы, сложенные перечисленными породами, имеют площадь до нескольких сотен квадратных километров. Если породы габбрового состава известны только в пределах Рудного Алтая, то породы, выделяемые во вторую группу, кроме Рудного Алтая обнажаются также и в Жарминской зоне (Мурджикский массив и др.). Общей характерной особенностью рассматриваемой группы пород является непостоянство состава в пределах одних и тех же массивов. Гранодиориты и тоналиты пользуются преобладающим распространением, но в эндоконтактовых зонах они нередко переходят в кварцевые диориты, диориты и даже в габбро. Такое непостоянство состава в значительной степени обусловлено ассимиляцией вмещающих пород, что отчетливо устанавливается в тех случаях, когда интрузии контактируют с породами, богатыми кальцием. В качестве наиболее показательного примера может служить массив гранодиоритов и кварцевых диоритов к югу от Черемшанского белка (Зыряновский район), где в контакте с известняками и основными эффузивами нередко появляются значительные площади массивно-кристаллических пород, представленных диоритами и габбро. Более основные разности пород данной группы нередко образуют также небольшие обособленные массивы (район Бухтарминского месторождения, гора Сивозерка к северу от Зыряновска и некоторые другие), которые, по всей вероятности, представляют собой апикальные части еще слабо эродированных крупных массивов. Все разновидности пород данной группы характеризуются среднезернистой

или даже крупнозернистой монцонитовой структурой. Порфировидные разности хотя и встречаются, но не являются характерными.

Химический состав пород, входящих в данную группу, представлен в табл. 4.

Таблица 4

Химический состав диоритов, кварцевых диоритов и тоналитов (змеиногорский комплекс)

№ анализа	Наименование породы; место взятия пробы	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	CaO	MgO	Na_2O	K_2O	П.п.п.	H_2O	Сумма
4	Кварцевый диорит. Гора Сивозерка (Зыряновский район)	62,92	1,09	16,25	2,55	4,27	0,12	5,64	2,81	3,31	2,02	0,66	0,14	99,82
5	Кварцевый диорит. Хребет Холзун (р. Михайловка)	52,17	2,14	20,18	1,45	6,75	0,58	8,71	4,02	2,47	0,75	1,08	0,13	99,86
6	Диорит. Нарымский хребет, гора Оструха	60,32	0,56	14,76	2,60	5,92	—	5,98	2,21	4,11	1,79	—	1,67	99,82
7	Диорит. Нарымский хребет, пер. Югон-Тас	58,37	0,60	15,81	3,27	6,0	—	6,35	2,15	4,42	1,61	—	1,16	99,71
8	Диорит. Мурджикский массив (Жарминская зона)	53,46	1,16	20.64	4,78	3,80	—	6,65	2,16	3,07	3,66	0,60	—	99,98
9	Кварцевый диорит. Кзыл-Чекинский массив (Жарминская зона)	68,60	0,59	16,91	1.60	2,10	—	2,31	1,03	3,70	1,92	0,48	—	99,24
10	*Тоналит.* Мурджикский массив	66,70	0,53	16,58	2,44	1,22	—	2,75	—	4,62	3,12	1,00	—	98,96

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

№ анализа	*a*	*c*	*b*	*s*	*m'*	*c'*	*a'*	*n*	*f'*	*Q*
4	10,4	5,7	12,0	72,0	38,1	9,5	—	59,5	51,1	17,4
5	7,1	11,0	16,0	65,9	55,3	1,7	—	83,4	36,4	6,5
6	11,6	4,2	14,8	69,4	25,5	21,7	—	77,6	52,7	11,4
7	12,3	4,6	15,5	67,6	24,0	20,4	—	80.7	55,5	6,0
8	12,9	8,2	12,8	66,1	31,5	4,0	—	56,1	81,7	—1,8
9	10,6	2,7	10,8	75,9	25,2	—	54,6	75,0	29,8	27,9
10	14,9	3,4	4,2	77,5	—	—	23,3	69,1	76,6	21,8

Как видно из табл. 4, породы рассматриваемой группы, развитые в Рудном Алтае, отличаются от средних типов повышенным содержанием кальция, в то время как породы Жарминской зоны более близки к нормальному составу. В зонах смятия гранодиориты, тоналиты, кварцевые диориты и диориты обычно сильно катаклазированы и милонитизированы с явлениями перекристаллизации. Это особенно отчетливо наблюдается в юго-восточной части Прииртышской зоны смятия (Южный Алтай), где она имеет ширину до нескольких километров. На южных склонах Нарымского хребта в зону смятия попадает несколько массивов кварцевых диоритов. Породы здесь, как правило, превращены в катакластические гнейсы с обильным развитием вторичных минералов. Северо-западнее, по правобережью р. Иртыш ниже устья р. Нарым, зона разлома почти по прямой линии обрезает крупный массив, с образованием в этой зоне типичных сланцеватых милонитов.

Глубина формирования массивов, сложенных рассматриваемыми породами, по всей вероятности, была относительно небольшая. По правобережью р. Иртыш, вблизи устья р. Нарым, на значительной площади массива гранодиоритов и кварцевых диоритов сохранились останцы вмещающих пород, залегающих более или менее на одном гипсометрическом уровне (на вершинах сопок), что свидетельствует прежде всего о пологой или даже плоской поверхности кровли массива. В сохранившихся останцах вмещающих пород найдена фауна верхневизейского яруса. Следовательно, если принять во внимание общую известную мощность верхневизейских и намюрских отложений равной 600—700 *м* и учесть, что внедрение магмы происходило в слоистые образования, залегающие не горизонтально, а в какой-то степени уже дислоцированные, то глубина формирования массива не должна превышать 1000 *м* от поверхности. Этот частный случай, безусловно, нельзя распространять на всю рассматриваемую территорию, так как в других условиях глубина формирования этих же интрузий могла быть больше. Однако нет никаких оснований считать ее в общем сколько-нибудь значительной.

3. Адамеллиты и плагиоклазовые граниты с подчиненными нормальными гранитами. Породы более кислого ряда — змеиногорской серии пользуются наибольшим распространением в сравнении с предыдущими двумя группами. Они образуют крупнейшие массивы в пределах Рудного Алтая (Алейский, Ульбино-Тургусунский, Черемшанский и др.) и менее значительные по северо-восточным склонам хребта Чингиз (Кызыл-Чекинский, Уй-Тас и др.).

У контактовых зон в гранитоидах отмечается большое количество ксенолитов вмещающих пород, в той или иной степени переработанных магмой. Вмещающие породы в контакте с интрузиями превращены в различные по составу роговики и нередко гранитизированы. Следы гранитизации вмещающих пород и наличие магматитов отмечаются на большой площади (до 100 *км*^{2}) в южной части Зыряновского района между Черемшанским и Орловским массивами гранитоидов, которые представляют собой, повидимому, выступы одного огромного тела.

Большинство массивов сложено адамеллитами и плагиогранитами, в которых кислый плагиоклаз (альбит-олигоклаз), как правило, или преобладает над калиевым полевым шпатом, или является единственным представителем полевошпатовой составной части.

Кварц присутствует в количествах, характерных для нормальных гранитов.

Цветной минерал представлен биотитом или нередко биотитом и роговой обманкой. Характерно присутствие минералов эпидот-цоизитовой группы, причем возможно, что часть этих минералов является первичной. В целом же содержание цветных минералов в адамеллитах и плагиоклазовых гранитах невелико и колеблется в пределах от 3 до 10%. Увеличение содержания цветных компонентов в породе наблюдается обычно в приконтактовых зонах.

Из акцессорных минералов особенно характерны ортит, сфен и магнетит (от 30 до 50% всего состава тяжелой фракции). Менее характерны, но все же встречаются часто ильменит, апатит, рутил и циркон.

Нормальные граниты в составе данной группы имеют подчиненное значение. Еще меньшим распространением пользуются основные разности типа гранодиоритов (в некоторых частях эндоконтактовых зон).

О химическом составе пород данной группы дает представление табл. 5.

По сравнению с предыдущими двумя группами в описываемых породах уже не отмечается сколько-нибудь повышенного содержания кальция (за исключением анализа № 15). Вместе с тем возрастает роль натрия.

Таблица 5

Химический состав гранитов и адамеллитов (змеиногорский комплекс)

№ анализа	Наименование породы; место взятия пробы	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	CaO	MgO	Na_2O	K_2O	П.п.п.	H_2O	Сумма
11	Лейкократовый адамеллит. Река Шахалиха (хребет Холзун)	73,88	0,45	14,10	0,36	1,29	0,02	0,80	1,15	6,18	0,56	0,98	0,12	99,89
12	Адамеллит. Гора Мохнатая (Змеиногорский район)	74,93	Следы	14,96	0,49	1,24	Следы	1,68	0,12	4,88	1,12	0,15	0,39	99,96
13	Гранит. Хребет Холзун (верховье реки Быструхи)	72,83	0,33	13,33	1,12	1,58	0,02	1,71	0,68	3,37	4,23	0,55	0,06	99,81
14	Лейкократовый гранит. Хребет Холзун (Быструхинский шпиль)	73,69	0,34	13,21	0,76	1,54	0,08	1,43	0,79	3,38	4,48	0,53	0,08	100,31
15	Лейкократовый адамеллит. Ивановский белок	76,92	0,16	12,22	1,74	0,36	0,04	1,24	0,24	3,53	3,45	0,51	0,07	100,46
16	Адамеллит. Кызыл-Чекинский массив (Жарминская зона)	69,78	0,49	18,21	2,32	0,79	—	0,56	0,41	5,42	2,40	—	—	100,38

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

№ анализа	*a*	*c*	*b*	*s*	*m'*	*c'*	*a'*	*n*	*f'*	*Q*
11	13,6	0,9	5,8	79,7	31,1	—	20,0	94,3	40,0	31,3
12	11,8	2,0	5,1	81,7	3,8	—	66,6	86,8	29,5	36,6
13	13,2	1,9	3,8	81,1	30,3	—	3,5	54,5	62,0	33,9
14	13,4	1,7	3,6	81,3	34,5	—	7,2	53,4	58,2	34,1
15	12,2	1,4	2,7	83,7	12,4	32,8	—	50,8	54,0	41,6
16	14,5	0,7	10,1	74,7	6,3	—	69,1	77,8	24,5	19,7

Спектральными анализами в породах данной группы установлено присутствие циркония (до 0,1%), бария (0,1—0,3%), стронция (до 1%), галлия (0,003—0,01%) и ванадия (следы).

Кроме рассмотренных трех групп пород, входящих в состав змеиногорской серии, с достаточным основанием можно выделить еще четвертую группу, пока что недостаточно хорошо изученную. В эту группу входят граносиениты, монцониты, кварцевые сиениты и сиенит-порфиры. Эти породы образуют несколько обособленные выходы в тех же зонах, но их взаимоотношения с породами других групп не установлены. В Рудном Алтае данный тип интрузий представлен всего лишь одним небольшим массивом Канкай (2—3 *км*²) в долине р. Нарым. Массив Канкай сложен среднезернистыми кварцевыми сиенитами, состоящими из пертитового и антипертитового полевого шпата, единичных зерен плагиоклаза, роговой обманки, биотита, кварца и акцессорных минералов. Пертитовый и антипертитовый полевой шпат составляет около 50—60% всей породы (иногда до 80%). Роговая обманка присутствует в количестве 15—20%.

Значительно бо́льшим распространением породы данной группы пользуются в Жарминской зоне, где ими сложены сравнительно крупные массивы Урда-Тау, Сары-Чеку, Ащи-Куль и другие. Площадь некоторых из них составляет до 500 $км^2$ (массив Сары-Чеку). Площадь выходов этих пород в Жарминской зоне не менее, чем площадь выходов пород ранее описанных групп. Интрузии более молодого калбинского комплекса (дегеленская серия) прорывают граносиениты и монцониты (западная часть Дегеленского массива).

Рудноалтайская серия

Рудноалтайская серия, являясь предположительно наиболее поздним членом змеиногорского комплекса, представлена кварцевыми альбит-порфирами и кварцевыми порфирами. Эти породы образуют тела трещинного типа или пластовые тела и лакколиты в складчатых структурах. Размеры тел обычно небольшие, в редких случаях достигающие нескольких квадратных километров.

Крупные тела кварцевых альбит-порфиров и кварцевых порфиров, отмеченные на старых геологических картах Алтая, повидимому, не существуют, так как в то время в ряде случаев за интрузивные порфиры принимались близкие по петрографическим признакам девонские породы эффузивного происхождения. Кварцевые альбит-порфиры представляют собой обычно светлоокрашенные породы порфирового облика с флюидальной текстурой. Вкрапленники представлены широкими табличками альбита (нередко шахматного) и изометричными зернами кварца. Очень редко во вкрапленниках присутствует биотит.

Основная масса представляет собой аллотриоморфный мелкозернистый агрегат кварца и полевого шпата. Иногда она состоит из лейст альбита с ксеноморфным кварцем между ними. Из вторичных минералов наиболее широким распространением пользуются серицит и хлорит. Реже наблюдаются эпидот и цоизит. Кварцевые альбит-порфиры иногда постепенно переходят в гранит-порфиры с гранофировой основной массой.

Характерно, что в северо-западной и центральной частях Рудного Алтая (Змеиногорский и Лениногорский районы) кварцевые альбит-порфиры, с переходами в некоторых участках к гранит-порфирам, являются главной разновидностью пород рудноалтайской серии при незначительной роли кварцевых порфиров.

В юго-восточной же части Рудного Алтая, в частности в Зыряновском районе, кварцевые порфиры резко преобладают над кварцевыми альбит-порфирами. Возможно, что альбит-порфиры и кварцевые альбит-порфиры в ряде случаев являются субвулканическими интрузиями девонского времени.

Вкрапленники в кварцевых порфирах представлены кварцем и калиевым полевым шпатом. Последний присутствует также в большом количестве в основной массе кварцевых порфиров.

Нередко можно наблюдать брекчиевидную текстуру кварцевых альбит-порфиров и кварцевых порфиров (западный склон Ревнюшинского хребта в Зыряновском районе, Змеиногорский район).

Состав и структурные особенности обломков и цементирующего вещества одни и те же. Наличие брекчиевидных текстур указывает на неодновременность поступления магмы, на пульсирующий ее характер.

Вблизи рудных месторождений или непосредственно в зонах смятия рассматриваемые породы подверглись достаточно интенсивному гидротермальному метаморфизму, что выразилось в сильной серицитизации, хлоритизации и частичном окварцевании. Химический состав кварцевых альбит-порфиров и кварцевых порфиров характеризуется данными анализов, приведенными в табл. 6.

Таблица 6

Химический состав пород рудно-алтайской серии (змеиногорский комплекс)

№ анализа	Наименование породы; место взятия пробы	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	CaO	MgO	Na_2O	K_2O	П.п.п.	H_2O гигр.	Сумма
17	Кварцевый альбит-порфир. Гора Сокольная (Лениногорск)	85,41	Следы	7,99	1,35	Не опр.	0,25	0,65	0,73	3,24	0,22	0,27		100,11
18	Кварцевый альбит-порфир. Белоусовский рудник	74,40	0,50	12,70	2,10	2,0	—	0,80	0,10	5,40	0,90	1,00		99,90
19	Кварцевый альбит-порфир. Змеиногорск (Мельничные горы)	82,64	Следы	10,24	0,30	1,44	0,06	0,35	0,26	4,16	0,35	0,34	0,28	100,42
20	Фельзитовый порфир. Гора Сокольная (Лениногорск)	80,49	„	9,83	—	2,52	0,34	0,22	0,55	5,02	1,16	0,15	0,09	100,37
21	Кварцевый порфир. Лениногорский рудник	78,98	„	10,69	—	4,54	—	0,18	0,12	1,93	2,36	0,45	0,20	99,45
22	Кварцевый порфир. В 1 *км* к западу от Черепановского рудника	70,84	0,37	13,11	1,55	2,17	0,50	2,34	Следы	4,62	4,08	1,26	0,06	100,90
23	Кварцевый *порфир. Ревнюшинский* хребет (Зыряновский район)	81,41	Следы	10,63	0,63	0,42	0,05	0,58	0,59	0,39	4,30	0,56	0,32	100,77
24	Кварцевый порфир. Зыряновский рудник	73,31	0,02	13,50	1,07	2,13	0,02	0,81	2,25	0,78	3,56	2,68	0,12	100,25

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

№ анализа	*a*	*c*	*b*	*s*	*m'*	*c'*	*a'*	*n*	*f'*	*Q*
17	6,7	0,7	4,0	88,6	29,2	—	37,6	97,2	33,8	63,1
18	12,6	0,9	5,5	81,0	7,0	—	32,9	89,6	63,5	35,9
19	8,8	0,4	4,8	86,0	9,2	—	60,5	94,3	32,9	54,0
20	11,8	0,1	3,5	84,6	25,0	3,9	—	86,1	71,4	45,5
21	7,1	0,3	9,8	82,8	1,9	—	5,7	46,4	40,3	51,1
22	16,7	0	6,5	76,8	—	35,5	—	62,7	64,4	30,2
23	6,9	0,7	7,2	85,2	14,4	—	77,7	13,1	13,5	65,9
24	6,2	0,9	14,9	82,0	23,8	—	58,4	24,4	17,3	46,7

Обращает на себя внимание резко повышенное содержание в породах кремнекислоты по сравнению со средними типами по Дели, а также резко колеблющиеся соотношения между Na и K.

Кварцевые альбит-порфиры и кварцевые порфиры считаются породами, образовавшимися на небольших глубинах. Однако эта глубина была скорее всего не меньше той, на которой формировались крупнокристаллические разности пород змеиногорской серии. В Зыряновском руднике буровыми скважинами кварцевые порфиры прослеживаются до глубины 600 *м* (более глубоких скважин нет), причем каких-либо изменений состава или структуры не отмечается. Если учесть, что верхняя часть этих интрузий уничтожена эрозией, то не менее чем на 1000 *м*

по вертикали они не изменяются. Безусловно, что размытая часть кровли превышала 400 *м*. Как отмечалось на примере того же Зыряновского района, глубина формирования крупнокристаллических кварцевых диоритов в отдельных случаях не превышала 1000—1500 *м* от поверхности. Следовательно, структурные признаки не всегда могут служить критерием для определения глубинности. При внедрении огромных масс магмы, повидимому, имел место сильный прогрев вмещающих пород и кристаллизация магмы происходила в условиях высокой температуры. Интрузии кварцевых альбит-порфиров и кварцевых порфиров формировались позднее, после того как крупные массивы пород змеиногорской серии остыли. Сами кварцевые порфиры благодаря малому объему не могли обеспечить прогрева вмещающих пород, и, наоборот, последние способствовали очень быстрому охлаждению внедрившейся магмы.

При описании отдельных серий и групп пород змеиногорского комплекса, формировавшихся в определенной последовательности, нами не указывались жильные фации, связанные с той или иной группой или серией. Это объясняется тем, что жильные породы змеиногорского комплекса изучены еще слабо, причем установить генетическую их связь с той или иной группой пород и наметить последовательность их возникновения не представляется возможным. Среди жильных пород встречаются гранит-порфиры, кварцевые порфиры, диоритовые порфириты, диабазы, лампрофиры, пегматиты и аплиты. Весьма вероятно, что значительная часть жильных пород является более ранней, чем малые интрузии кварцевых альбит-порфиров и кварцевых порфиров.

Локально тесно связаны с малыми интрузиями диоритовые порфириты, которые иногда пересекают кварцевые порфиры (Зыряновский рудник).

Приведенная характеристика интрузий змеиногорского комплекса показывает, что при возникновении их огромную роль играли процессы ассимиляции вмещающих пород. Этим, очевидно, объясняется резко выраженный гибридный характер пород змеиногорской серии, обычно резко отклоняющихся по составу от средних типов. На основании наблюдаемых взаимоотношений интрузий с вмещающими породами и учитывая так отчетливо проявленный гибридизм интрузивных пород, можно предполагать, что главная масса магматического расплава образовалась за счет переплавления осадочных и вулканогенных пород в период интенсивных тектонических движений, при этом на сравнительно небольших глубинах. В то же время нет оснований полагать, что переплавление полностью происходило на месте формирования интрузивных тел, так как отчетливо наблюдаются следы течения магмы, несомненные следы дифференциации ее где-то на большой глубине и последовательное поступление к поверхностным частям земной коры.

4. КАЛБИНСКИЙ КОМПЛЕКС

Калбинский комплекс интрузивных пород, как указывалось, разделяется на три серии, по всей вероятности одновременные по времени возникновения, но несколько различные по условиям формирования и по петрографическим особенностям.

Горноалтайская серия

Интрузивные породы, относящиеся к горноалтайской серии, образуют обычно крупные массивы, протягивающиеся в виде широкой зоны северо-западного направления от истоков рр. Бухтармы и Кабы до Колыванского рудника в Змеиногорском районе. В юго-восточной части этой зоны вмещающими породами для большинства массивов являются метаморфизованные песчаники и сланцы предположительно нижнесилурийского возраста (верховье рр. Бухтармы и Катуни). В северо-западной

части зоны (хребет Холзун, Линейские и Каргонские белки, район Колыванского рудника) вмещающие породы более разнообразны. Они представлены кислыми эффузивами и их туфами (D_2), песчаниками и сланцами (S_1, D_2, D_3 и C_1), известняками (S_2), а также гранодиоритами и кварцевыми диоритами предположительно каледонского возраста (район Колыванского рудника). Несмотря на такое разнообразие вмещающих пород, интрузии горноалтайской серии характеризуются достаточно выдержанным постоянным составом. Даже в эндоконтактовых зонах не наблюдается сколько-нибудь заметных изменений состава по сравнению с центральными частями в различной степени эродированных массивов. Это указывает на слабое проявление процессов ассимиляции при внедрении магмы.

Массивы интрузивных пород горноалтайской серии имеют обычно резко удлиненную форму и ориентированы по длине в северо-западном направлении, согласно с общим направлением тектонических структур.

В северо-западной части рассматриваемой зоны отмечается определенная приуроченность большинства массивов к крупным разломам.

В юго-восточной части зоны массивы обнаруживают вытянутость в северо-восточном направлении, необычном для складчатых структур, возникших на месте Зайсанской геосинклинали. Это обусловливается, повидимому, тем, что нижнесилурийские отложения, в которых заключены интрузии, на данной территории (Катунские Альпы) также имеют резко отличное — северо-восточное простирание.

В строении большинства массивов принимают участие главным образом среднезернистые порфировидные биотитовые и значительно реже двуслюдяные граниты с подчиненными равномернозернистыми, аплитовидными и реже пегматоидными разностями. Все эти породы, различающиеся преимущественно по структурным признакам, тесно связаны между собой постепенными взаимопереходами. Аплитовидные и иногда пегматоидные граниты обычно развиты в эндоконтактовых зонах массивов.

Несколько обособленное положение занимают гранит-порфиры, которые встречаются в ряде массивов (Черновинский, Чиндагатуйский и др.). Очень часто они образуют небольшие тела трещинного типа среди порфировидных биотитовых гранитов и имеют с ними резкие контакты. Это свидетельствует о более позднем внедрении гранит-порфиров, которые нередко приурочиваются к пологопадающей системе трещин отдельностей или к зонам разломов в порфировидных биотитовых гранитах. Такие же гранит-порфиры иногда наблюдаются в краевых частях массивов и имеют постепенные переходы к порфировидным биотитовым гранитам и аплитовидным гранитам.

Следовательно, гранит-порфиры возникли в две различные фазы: с одной стороны, они являются краевой фацией биотитовых порфировидных гранитов и, с другой стороны, более поздними образованиями, возникшими после того, как первая порция магмы раскристаллизовалась и в значительной мере остыла.

Порфировидные граниты, пользующиеся наиболее широким распространением, представляют собой серые или розовато-серые среднезернистые и реже крупнозернистые породы с крупными вкрапленниками полевого шпата и темносерым, нередко дымчатым кварцем в основной массе. Полевой шпат вкрапленников принадлежит микроклину. В основной массе соотношения между калиевым полевым шпатом (микроклин) и плагиоклазом (альбит-олигоклаз) примерно одинаковые, или несколько преобладает первый из них. Таким образом, общее содержание калиевого полевого шпата в породе (учитывая вкрапленники) почти всегда превышает содержание плагиоклаза. Такие же соотношения между калиевым полевым шпатом и плагиоклазом характерны и для других разновидностей пород рассматриваемой серии. Содержание кварца

в гранитах всегда превышает 30%. Из цветных минералов присутствуют биотит и реже мусковит, в сумме составляющие от 3 до 7% общего состава породы. Из акцессорных минералов характерными являются гематит (мартит), магнетит, апатит, сфен, циркон, рутил, шеелит, монацит, делоренцит и браннерит. Спорадически встречаются гюбнерит, базовисмутит, тулит и турмалин. Аплитовидные и пегматоидные разности гранитов отличаются лишь структурой и более низким содержанием цветных минералов. Несколько своеобразный облик имеют гранит-порфиры, представляющие собой серые мелкозернистые или микрозернистые породы с крупными вкрапленниками темного (дымчатого) кварца и реже полевого шпата и биотита. Основная масса имеет аплитовидную или реже микрогранитовую структуру. Состоит она из кварца, калиевого полевого шпата (микроклина), кислого плагиоклаза и мелких листочков биотита. Калиевый полевой шпат, как правило, преобладает над плагиоклазом.

Химический состав пород горноалтайской серии характеризуется данными анализов проб из различных массивов, приводимыми в табл. 7.

Отмеченное постоянство состава гранитов полностью подтверждается результатами химических анализов. Все разновидности отличаются некоторой пересыщенностью кремнекислотой (Q обычно более +30) и повышенной щелочностью.

Спектральными анализами (выполнены М. М. Клер) в породах горноалтайской серии отмечается постоянное присутствие бария (0,03—0,3%), стронция (0,1—0,3%), циркония (0,03—0,1%), бериллия (следы) и ванадия (следы). Во многих пробах присутствуют вольфрам, реже молибден и в единичных пробах ниобий и олово (в одной пробе).

Жильная фация гранитов представлена аплитами, кварцем и значительно реже пегматитом и лампрофирами.

Калба-нарымская серия

Геологическая позиция интрузий калба-нарымской серии отличается от других серий калбинского комплекса тем, что они располагаются в пределах складчатой зоны, сформированной на месте наиболее глубокого прогиба Зайсанской геосинклинали с мощными терригенными осадками.

Вмещающими породами здесь являются однообразные песчаники и сланцы такырской свиты (D_3—C_1). Породы калба-нарымской серии, по существу, образуют один крупный массив с рядом сателлитов, вытянутый в северо-западном направлении. Длина массива около 350 *км*, ширины от 15 до 50 *км*.

Наблюдения показали, что с северо-восточной стороны массив на всем протяжении примыкает к Прииртышской зоне разлома, по которой магма в период мощных тектонических движений поступала или, точнее, выжималась из глубинного магматического очага к поверхностным слоям земной коры. Отчетливые следы внедрения магмы по зоне разлома прослеживаются почти на всем ее протяжении. На участке зоны разлома, т. е. на расстоянии около 100 *км*, устанавливается почти повсеместное развитие первичных крупнозернистых гнейсо-гранитов, возникших в условиях внедрения и кристаллизации магмы под большим давлением. Вмещающие породы также оказались сильно раскристаллизованными и превращенными в различные кристаллические сланцы. Далее к юго-западу гнейсо-граниты сменяются порфировидными гранитами с характерной и отчетливо выраженной гнейсовидной текстурой, обусловленной как параллельным расположением цветного минерала (биотита), так и многочисленных вкрапленников полевого шпата. Еще далее, в центральной и юго-западной частях массива, гнейсовидная текстура обычно не наблюдается, что свидетельствует о меньшем влиянии

Таблица 7

Химический состав пород горноалтайской серии (калбинский комплекс)

№ анализа	Наименование породы; место взятия пробы	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	CaO	MgO	Na_2O	K_2O	П.п.п.	H_2O гигр.	Сумма
25	Порфировидный гранит. Гора Синюха (Колыванская)	75,20	0,17	13,07	0,49	1,01	0,05	1,51	0,10	2,60	5,32	0,47	0,16	100,15
26	Биотитовый порфировидный гранит. Тигерецкий массив	69,94	0,64	14,05	2,36	1,62	0,07	2,29	1,03	3,79	4,40	0,24	0,24	100,91
27	Лейкократовый гранит. Тургусунский массив	76,01	0,09	13,75	0,35	0,56	0,03	0 60	0,13	3,16	4,76	0,56	0,14	99,97
28	Биотитовый порфировидный гранит. Нарымский массив	73,07	0,22	14,36	0,79	0,99	0,06	1,58	0,58	2,51	5,10	0,56	0,15	99,97
29	Биотитовый гранит. Черновинский массив	74,38	0,19	13,92	0,76	0,00	0,05	1,01	0,35	3,66	4,58	0,14	0,13	100,04
30	Двуслюдяной гранит. Черновинский массив	73,90	0,14	13,80	0,97	0,71	0,05	1,43	0,40	3,36	4,40	0,48	0,09	99,73
31	Биотитовый порфировидный гранит. Большереченский массив	72,92	0,25	14,54	0,66	0,95	0,02	1,49	0,54	3,64	3,98	0,92	0,04	99,96
32	Порфировидный гранит. Чиндагатуйский массив	71,70	0,22	14,90	1,20	0,88	0,10	1,38	0,49	3,90	4,50	0,74	0,10	100,11
33	Двуслюдяной порфировидный гранит. Чиндагатуйский массив	71,88	0,21	14,17	1,07	1,12	0,12	1,40	0,60	4.05	4,50	0,60	0,10	99,79
34	Биотитовый гранит. Орочаган-Алахинский массив (центральная часть)	70,95	0,48	14,55	1,83	1,19	0,09	1,27	0,76	2,94	5,08	0,65	0,30	100,9
35	Гранит. Орочаган-Алахинский массив (южная часть)	72,88	0,97	12,70	1,70	2,69	0,04	2,46	0,88	2,91	2,29	0,21	0,32	100,05
36	Гранит-порфир. Нарымский массив	72,38	0,22	15,09	0,73	0,95	0,05	1,40	0,60	3,32	4,30	0,64	0,14	99,82
37	Гранит-порфир. Черновинский массив	75,71	0,14	13,16	1,15	0,28	0,02	0,10	1,00	3,50	4,13	0,28	0,13	99,70
38	Гранит-порфир. Чиндагатуйское месторождение (Молибденовый сай)	74,64	0,10	14,10	0,72	0,40	0,08	0,78	0,16	4,26	4,04	0,65	0,12	99,9
39	Гранит-порфир. Чиндагатуйское месторождение (шт. № 9)	72,55	0,49	14,55	1,59	0,60	0,12	0,46	0,54	3,92	4,01	—	0,59	99,42

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

№ анализа	*a*	*c*	*b*	*s*	*m'*	*c'*	*a'*	*n*	*f'*	*Q*
25	12,8	1,7	2,2	83,3	40,3	—	16,1	72,3	43,5	39,3
26	13,8	1,9	5,5	78,8	29,2	11,7	—	57,0	58,4	28,1
27	13,2	0,7	4,0	82,1	6,4	—	67,7	50,0	25,9	37,1
28	12,4	1,9	5,4	80,3	18,3	—	44,0	42,6	36,6	33,9
29	13,6	1,1	6,1	79,2	54,6	—	20,6	54,6	24,7	30,1
30	13,4	1,7	3,2	81,7	20,4	—	32,6	53,4	46,9	34,9
31	13,2	1,8	4,2	80,8	20,3	—	46,8	58,0	32,8	33,4
32	14,7	1,5	4,1	79,7	19,3	—	38,7	56,7	41,9	28,5
33	15,1	1,7	3,1	80,1	32,0	—	4,2	57,4	63,7	24,3
34	13,4	1,5	6,4	78,7	18,8	—	39,6	46,5	41,6	32,1
35	9,4	2,9	6,7	81,0	20,6	—	19,6	66,2	59,0	40,3
36	13,1	1,6	5,7	79,0	17,4	—	55,8	53,5	26,7	31,4
37	13,1	1,1	2,8	83,0	7,0	—	51,1	56,0	41,8	38,8
38	14,7	0,9	2,9	81,5	11,3	—	54,5	60,7	34,1	32,7
39	13,5	0,5	6,5	80,5	12,1	—	58,5	60,0	29,2	32,5

роли рамы и более спокойном движении, становлении и кристаллизации магмы. Следовательно, корневая часть Калба-Нарымской интрузии приурочена к относительно узкой Прииртышской зоне разлома. Магма, выжимаясь вдоль этого разлома, устремлялась к юго-западу с одновременным растеканием как к юго-востоку, так и к северо-западу, т. е. вдоль простирания складчатых структур. Таким образом, массив в целом представляет собой до некоторой степени плоское тело. Юго-восточная часть массива, расположенная на южных склонах Нарымского хребта, представляет собой неглубоко залегающую придонную часть, лишенную корней. Это устанавливается наличием очень пологих контактов как западного, так и восточного в направлении под интрузию. Эти контакты с углами падения 10—15° и изредка бо́льшими прекрасно видны в глубокой каньонообразной долине р. Буланды и в долинах ее правых притоков, а также устанавливаются в районе Чердоякского рудника. Близость дна южной части интрузии намечается также и по данным структурного анализа. Совокупность имеющихся материалов позволяет полагать, что нарымская часть огромного гранитного тела является приподнятой по разлому и значительно сильнее эродированной по сравнению с калбинской частью, где вскрыта преимущественно лишь верхняя апикальная зона массива с сохранившимися многочисленными останцами кровли. Относительно небольшой эрозионный срез калбинской части массива подтверждается также и тем, что юго-западный контакт падает относительно полого в сторону от массива.

Приведенные данные показывают ошибочность представлений В. П. Нехорошева (1949 г.) о том, что «внедрение этого батолита происходило с юго-запада к северо-востоку» (стр. 199).

Калба-Нарымский массив сложен преимущественно порфировидными биотитовыми гранитами, что установлено еще исследованиями Н. К. Морозенко (1937 г.). Вместе с тем здесь, в отличие от горноалтайской серии, отмечается наличие на значительных участках адамеллитов, гранодиоритов и даже кварцевых диоритов и кварцевых сиенитов. Более пестрый состав калба-нарымской серии пород обусловлен явлениями ассимиляции магмой вмещающих пород, что достаточно отчетливо видно в приконтактовых зонах. Однако роль ассимиляции здесь была значительно меньше, чем при формировании интрузий змеиногорского комплекса. Процессы ассимиляции при внедрении гранитной магмы, давшей калба-нарымскую серию пород, особенно сильно проявились в нижней придонной части формировавшегося массива. И действительно, в Нарымском хребте, где имеется наиболее глубокий срез массива — его нижняя часть — наблюдается более пестрый состав пород, среди которых суще-

Таблица 8

Химический состав пород *калба-нарымской* серии (калбинский комплекс)

№ анализа	Наименование породы; место взятия пробы	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	CaO	MgO	Na_2O	K_2O	П.п.п.	H_2O гигр.	Сумма
40	Крупнозернистый гранит. Калбинский хребет, рудник Большевик	76,98	0,08	11,7	0,65	0,58	0,01	0,73	0,94	2,60	4,91	0,48	0,11	99,83
41	Биотитовый гранит. Калбинский хребет, в 2 *км* к северо-востоку от г. *Монастыри*	73,14	0,09	13,90	0,68	1,60	0,04	1,03	0,63	3,30	4,37	0,67	0,15	99,60
42	*Крупнозернистый* гранит. Калбинский хребет, Раздольнинское месторождение	77,65	0,10	12,33	0,01	0,41	0,04	0,57	0,08	3,66	4,42	0,25	0,24	99,76
43	Порфировидный биотитовый гранит. Калбинский хребет, Восточно-Калбинское месторождение	74,45	0,20	13,60	0,65	0,72	0,04	0,77	0,38	3,26	4,30	0,93	0,34	99,74
44	Биотитовый гранит. Каиндинский массив	72,50	0,29	14,01	1,14	1,16	0,04	1,86	0,66	3,48	3,74	—	—	98,88
45	Порфировидный биотитовый гранит. Дальбегетейский массив	76,13	0,14	12,47	0,16	1,43	0,03	0,57	—	2,61	5,14	0,63	0,15	99,46
46	*Двуслюдяной* гранит. Калбинский хребет, Карашское месторождение	73,34	0,12	14,61	0,80	1,24	0,03	1,11	0,50	2,88	4,04	0,67	0,2	99,82
47	Двуслюдяной гранит. Калбинский хребет, Комсомольское месторождение	73,22	0,10	14,52	0,81	0,68	0,03	0,45	0,41	3,38	3,90	0,83	0,26	99,81
48	Мусковитый гранит. Калбинский хребет, месторождение Чальче	77,39	0,06	13,29	0,29	0,53	0,04	0,59	0,14	2,32	3,66	0,77	0,15	99,24
49	*Мелкозернистый гранит.* Калбинский хребет, Большевистское месторождение	76,31	0,1	13,68	0,59	0,80	0,13	0,67	0,06	5,63	1,05	0,35	—	99,37
50	Порфировидный биотитовый гранит, Нарымский хребет (р. Уркур)	74,86	0,02	13,57	0,47	1,42	0,05	1,82	0,37	2,30	4,56	0,44	0,19	100,05
51	Биотитовый гранит. Нарымский хребет (центральная часть массива)	73,18	0,25	14,33	0,80	1,38	—	2,08	0,44	3,40	3,76	—	0,71	100,33
52	Крупнозернистый гранодиорит. *Нарымский* хребет (юго-западная часть массива)	62,44	1,50	16,68	1,68	4,09	0,08	3,26	1,93	3,28	3,92	0,62	0,79	100,27

ственную роль играют гранодиориты местами с включениями графита (ассимилировались углисто-глинистые сланцы). Менее резко выражены процессы ассимиляции в верхней части интрузии (Калбинский хребет).

Н. А. Елисеев (1938 г.) считал, что «в отличие от интрузии змеиногорского интрузивного комплекса Прииртышский батолит может служить примером простого интрузивного тела, в пределах которого все разновидности пород (не считая жильных пород) возникли приблизительно в одну интрузивную фазу, а не в несколько» (стр. 164). Более поздние исследования (А. П. Никольский, 1946 и 1948 гг. и др.) позволили установить многофазность внедрения Калба-Нарымской интрузии. В результате внедрения первой и наиболее мощной порции магмы возникли порфировидные биотитовые граниты с переходами в краевых частях массива к гранодиоритам и реже к кварцевым диоритам. Во вторую фазу сформировались равномернозернистые лейкократовые и однообразные по составу граниты. И, наконец, в третью фазу внедрения магмы возникли мелкозернистые биотитовые граниты или местами аплитовидные и пегматоидные граниты с обильным турмалином.

Неодновременность внедрения магмы и пульсирующий ее характер даже в пределах одной и той же фазы очень хорошо отражены в обнажениях непосредственно у зоны разлома и смятия (северный склон Нарымского хребта, левобережье р. Иртыш ниже устья р. Нарым).

Не останавливаясь на описании минералогического состава всех разновидностей пород калба-нарымской серии, так как главнейшие разновидности довольно близки к породам горноалтайской серии, укажем лишь на общее повышенное содержание здесь биотита, а также на несколько другой состав акцессорных минералов. Постоянно присутствующими акцессорными минералами в гранитоидах калба-нарымской серии являются монацит, ксенотим, ильменит, магнетит, рутил, циркон и апатит. Местами встречается арсенопирит и вольфрамит. Здесь не установлены делоренцит и браннерит, характерные для гранитов горноалтайской серии, а также очень редко встречается сфен. В то же время в гранитоидах калба-нарымской серии присутствуют ксенотим, арсенопирит, не отмеченные при детальных исследованиях в Горном Алтае. Химический состав гранитоидов калба-нарымской серии отражен в табл. 8, в которой приводятся результаты анализов различных разновидностей из разных частей массива.

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

№ анализа	*a*	*c*	*b*	*s*	*m'*	*c'*	*a'*	*n*	*f'*	*Q*
40	12,5	0,8	3,4	83,3	46,1	—	26,9	43,7	26,9	40,8
41	13,2	1,3	5,1	80,4	19,2	—	41,0	53,0	39,0	33,1
42	13,6	0,6	1,5	84,3	12,5	—	50,0	55,7	37,5	40,9
43	12,5	0,9	4,4	81,8	14,7	—	61,7	53,0	23,5	36,9
44	12,5	2,1	4,7	80,7	22,3	—	33,8	58,3	43,8	34,3
45	12,6	0,6	3,6	83,2	—	—	60,7	43,8	38,6	40,6
46	11,3	1,3	6,9	80,5	11,5	—	61,5	51,9	26,9	37,1
47	12,1	0,5	8,8	78,6	29,7	—	56,5	56,9	13,7	32,5
48	9,7	0,6	6,6	83,1	3,8	—	84,6	49,3	11,5	46,2
49	13,1	0,8	4,2	81,9	9,1	—	60,6	89,0	30,3	36,8
50	11,3	2,1	4,3	82,3	15,4	—	46,1	43,0	38,4	39,9
51	12,6	2,4	3,8	81,2	18,9	—	31,0	57,9	50,0	35,4
52	12,9	4,0	10,2	72,9	33,1	—	14,8	56,3	52,0	16,0

Как видно из табл. 8, состав этих пород, за исключением одной, (анализ № 52), близок в целом к среднему типу гранита. Так же как и в горноалтайской серии, здесь наблюдается повышенное содержание кремнекислоты.

Спектральными анализами установлено постоянное присутствие (17 анализов) бериллия (следы — 0,003%), галлия (0,003—0,01%), иттрия (следы — 0,003%), бария (0,1—1%), стронция (0,1—0,3), ванадия (следы), циркония и свинца (следы). В некоторых разностях гранитоидов отмечено наличие никеля, олова и мышьяка.

Жильные породы калба-нарымской серии представлены пегматитами, аплитами, гранит-порфирами и лампрофирами. Особенно характерно мощное развитие пегматитов, чего не имеем в других сериях калбинского интрузивного комплекса.

Дегеленская серия

Дегеленская серия пород изучена еще недостаточно детально. Эти породы обнажаются в виде сравнительно небольших округлых массивов (Дегелен, Доголан, Бойляук, Аркат и др.) по северо-восточным склонам хребта Чингиз (бортовая часть Зайсанской геосинклинали). Вмещающие породы, так же как и в Горном Алтае, отличаются разнообразным литологическим составом (основные и кислые эффузивы, туфы, песчаники, сланцы, известняки и интрузивные породы более ранних комплексов) и относятся к различному возрасту (от верхнего силура до нижнего карбона включительно).

В состав дагеленской серии входят аляскитовые граниты с подчиненными биотитовыми гранитами, аплитовидными гранитами, граносиенитами и кварцевыми сиенитами. Более основные разности гранитоидов для данной серии не характерны. Все перечисленные породы отличаются низким содержанием цветных минералов (биотита). В составе пород калиевый полевой шпат (обычно микроклин) почти всегда заметно преобладает над плагиоклазом. При уменьшении содержания кварца породы переходят к граносиенитам и кварцевым сиенитам.

Из акцессорных минералов в породах дегеленской серии присутствуют тантало-ниобаты, которые не обнаружены в других сериях калбинского комплекса.

В табл. 9 приводятся результаты химического анализа двух проб гранитов.

Таблица 9

Химический состав пород дегеленской серии (калбинский комплекс)

№ анализа	Наименование породы; место взятия пробы	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	CaO	MgO	Na_2O	K_2O	П.п.п.	H_2O гигр.	Сумма
53	Гранит. Массив Майли-Кара	74,56	0,24	17,26	0,56	0,21	Нет	0,35	0,34	3,05	3,84	—	—	100,41
54	Порфировидный гранит. Массив Акмалай	73,40	0,24	15,96	1,36	0,56	„	0,77	0,42	0,43	7,19	Нет	—	100,33

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

№ анализа	a	c	b	s	m'	c'	a'	n	f'	Q
53	11,1	0,4	10,8	77,7	4,6	—	84,1	56,6	8,7	32,8
54	9,9	0,8	9,4	79,9	6,4	—	77,5	7,2	16,6	39,2

По химическим свойствам анализированные образцы отклоняются от среднего типа аляскитового гранита вследствие недостаточного количества кремнекислоты, а также отличаются более низким содержанием щелочей. К сожалению, не имеется химических анализов типичных разностей аляскитовых гранитов, достаточно характерных для дегеленской серии и выделяемых по данным минералогического изучения.

Жильные породы дегеленской серии представлены пегматитами, аплитами, аплитовидными гранитами и лампрофирами. Пегматиты и лампрофиры не пользуются широким распространением.

5. ЧАРСКИЙ КОМПЛЕКС

Породы Чарского комплекса характеризуются сравнительно большим разнообразием. Они разделяются на две серии, несколько различающиеся по составу и занимающие обособленное положение в пределах позднегерцинского прогиба (бассейн р. Чар, нижнее течение р. Чаган).

Кулуджунская серия

Кулуджунская серия пород представлена преимущественно гранодиоритами и щелочными гранитами.

Подчиненное положение занимают граносиениты, кварцевые сиениты, кварцевые порфиры, гранит-порфиры, кварцевые диориты, диориты и габбро. Все эти породы обычно образуют небольшие тела типа штоков, лакколитов и даек (малые интрузии).

Располагаясь в зоне позднегерцинского прогиба (бассейн р. Чар), интрузии кулуджинской серии прорывают песчанико-сланцевые отложения верхнего девона (р. Боко) и визейского яруса (юго-западный склон Нарымского хребта), а также различные по литологическому составу породы (песчаники, сланцы, основные эффузивы, туфы) верхнепалеозойского возраста (C_3—P_1).

Бо́льшая часть выходов интрузивных пород рассматриваемой серии представлена лейкократовыми гранитами (массивы Джолдубай, Найза, Кой-Тас, Тас-Тау, Букур-Каин и др.), которые характеризуются высоким содержанием кварца (обычно более 30%), преобладанием калиевого полевого шпата над плагиоклазом и присутствием наряду с биотитом роговой обманки. В некоторых случаях, как, например, в небольшом массиве гранитов, расположенном к западу от оз. Балыкты-Куль, по данным А. Г. Гокоева (1937 г.), в гранитах присутствуют щелочные роговые обманки (рибекит), а также эгирин.

Иногда граниты обнаруживают постепенные переходы к граносиенитам, сиенито-гранитам и кварцевым сиенитам.

На южном склоне горы Тас-Тау (водораздел между реками Чар и Кокпекты) сиенито-граниты образуют небольшой обособленный массивчик. Кварцевые сиениты К. И. Тимофеев (1934 г.) отмечает в верховье р. Джалдубай и по левобережью р. Аганыкаты.

В эндоконтактовых зонах граниты, как правило, переходят в более основные разности типа гранодиорита, кварцевого диорита и диорита. Эти изменения в краевых зонах связаны с заметным увеличением в составе пород количества биотита и роговой обманки, с появлением более основного плагиоклаза и иногда пироксена, с одновременным уменьшением калиевого полевого шпата и кварца (до полного исчезновения). Гранодиориты и кварцевые диориты отмечаются в краевых зо́нах массивов Джолдубай, Кулуджун, Кой-Тас, Идиге и некоторых других. Диориты встречаются более редко; их выходы наблюдаются в небольшом массиве, расположенном к югу от рудника Кулуджун и в бассейне р. Чар, ниже устья р. Аюды.

Обособленное положение среди пород кулуджунской серии занимают габбро и габбро-диабазы. Они образуют самостоятельные небольшие тела среди глинистых сланцев (окрестности рудника Баладжал и бассейн р. Аганыкаты) и порфиритов (хребет Сар-Джал). По составу среди этих пород могут быть выделены биотитовые габбро (окрестности рудника Баладжал), авгитовые габбро (хребет Сар-Джал), оливиновые габбро и габбро-диабазы (бассейн р. Аганыкаты).

Таблица 10

Химический состав пород кулуджунской серии (чарский комплекс)

№ анализа	Наименование породы; место взятия пробы	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	CaO	MgO	Na_2O	K_2O	П.п.п.	H_2O гигр.	Сумма
55	Гранодиорит. Массив Кой-Тас-Суурлы	67,78	0,55	15,46	1,72	1,72	0,03	3,44	1,88	4,14	2,60	0,67	0,19	100,18
56	Щелочный гранит. Южный кристаллический массив	76,42	0,10	11,33	1,30	0,77	0,03	0,27	сл.	5,00	4,15	0,33	0,15	99,85
57	Гранит. Массив Кулуджун (центральная часть)	74,50	0,02	13,51	0,97	0,81	—	0,57	0,08	3,79	5,12	0,68		100,05
58	Гранит. Хребет Букур-Каин	78,18	0,09	12,08	0,71	0,28	0,03	0,43	0,29	3,25	4,32	0,24	0,17	100,07
59	Гранит. Урочище Кой-Тас	71,62	—	14,69	0,25	1,74	—	1,22	0,27	4,19	5,29	—	0,46	99,73
60	Гранит. Массив Джолдубай (центральная часть)	77,69	—	12,75	—	—	—	0,37	—	3,97	4,81	—	0,42	99,97
61	Гранит. Гора Тас-Тау	70,25	0,09	14,90	1,65	1,59	—	1,27	0,38	3,87	5,56	—	0,56	100,12
62	Гранит. Массив Кой-Тас	68,58	0,25	15,93	1,35	1,82	—	2,50	1,00	3,82	4,21	—	0,91	100,37
63	Гранит. Массив Кулуджун (окрайная фация)	68,23	0,20	15,88	2,68	2,71	—	2,81	0,98	3,44	3,78	—	0,55	101,26
64	Гранит. Массив Джолдубай (окрайная фация)	69,75	0,08	15,20	1,10	0,91	—	0,66	0,40	4,40	5,81	—	1,15	99,46
65	Гранит-порфир. Гора Тас-Тау	68,11	—	17,59	0,65	0,55	—	1,16	0,28	4,85	6,22	—	0,81	100,22
66	Гранит. Гора Найза	76,22	0,02	12,98	0,25	0,25	—	0,42	0,08	3,68	5,20	—	0,48	99,58
67	Кварцевые сиениты. Южный кристаллический массив	68,75	0,83	18,03	2,78	4,12	0,11	5,26	2,53	4,76	1,85	1,01	0,12	100,15
68	Сиенито-гранит. Гора Уш-Кара	66,27	0,01	16,43	2,50	1,70	—	2,04	0,51	4,04	5,54	—	0,68	99,71
69	Кварцевый порфир. Урочище Кой-Тас	77,69	—	12,75	—	—	—	0,37	—	3,97	4,81	—	0,42	99,97
70	Кварцевый порфир псевдо-сферолитовый. Река Малая Буконь	76,80	—	12,80	—	—	—	0,28	—	3,06	6,66	—	0,21	99,81
71	Габбро. Массив Кок-Арча	47,80	1,78	19,60	0,94	6,29	—	11,07	6,94	3,12	0,43	—	1,15	99,75
72	Габбро. Кой-Тас	49,54	—	18,14	1,96	6,55	—	8,91	9,28	9,30	0,94	—	1,42	100,04

Таблица 10

Химический состав пород кулуджунской серии (чарский комплекс)

№ анализа	Наименование породы; место взятия пробы	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	CaO	MgO	Na_2O	K_2O	П.п.п.	H_2O гигр.	Сумма
55	Гранодиорит. Массив Кой-Тас-Суурлы	67,78	0,55	15,46	1,72	1,72	0,03	3,44	1,88	4,14	2,60	0,67	0,19	100,18
56	Щелочный гранит. Южный кристаллический массив	76,42	0,10	11,33	1,30	0,77	0,03	0,27	сл.	5,00	4,15	0,33	0,15	99,85
57	Гранит. Массив Кулуджун (центральная часть)	74,50	0,02	13,51	0,97	0,81	—	0,57	0,08	3,79	5,12	0,68		100,05
58	Гранит. Хребет Букур-Каин	78,18	0,09	12,08	0,71	0,28	0,03	0,43	0,29	3,25	4,32	0,24	0,17	100,07
59	Гранит. Урочище Кой-Тас	71,62	—	14,69	0,25	1,74	—	1,22	0,27	4,19	5,29	—	0,46	99,73
60	Гранит. Массив Джолдубай (центральная часть)	77,69	—	12,75	—	—	—	0,37	—	3,97	4,81	—	0,42	99,97
61	Гранит. Гора Тас-Тау	70,25	0,09	14,90	1,65	1,59	—	1,27	0,38	3,87	5,56	—	0,56	100,12
62	Гранит. Массив Кой-Тас	68,58	0,25	15,93	1,35	1,82	—	2,50	1,00	3,82	4,21	—	0,91	100,37
63	Гранит. Массив Кулуджун (окрайная фация)	68,23	0,20	15,88	2,68	2,71	—	2,81	0,98	3,44	3,78	—	0,55	101,26
64	Гранит. Массив Джолдубай (окрайная фация)	69,75	0,08	15,20	1,10	0,91	—	0,66	0,40	4,40	5,81	—	1,15	99,46
65	Гранит-порфир. Гора Тас-Тау	68,11	—	17,59	0,65	0,55	—	1,16	0,28	4,85	6,22	—	0,81	100,22
66	Гранит. Гора Найза	76,22	0,02	12,98	0,25	0,25	—	0,42	0,08	3,68	5,20	—	0,48	99,58
67	Кварцевые сиениты. Южный кристаллический массив	68,75	0,83	18,03	2,78	4,12	0,11	5,26	2,53	4,76	1,85	1,01	0,12	100,15
68	Сиенито-гранит. Гора Уш-Кара	66,27	0,01	16,43	2,50	1,70	—	2,04	0,51	4,04	5,54	—	0,68	99,71
69	Кварцевый порфир. Урочище Кой-Тас	77,69	—	12,75	—	—	—	0,37	—	3,97	4,81	—	0,42	99,97
70	Кварцевый порфир псевдо-сферолитовый. Река Малая Буконь	76,80	—	12,80	—	—	—	0,28	—	3,06	6,66	—	0,21	99,81
71	Габбро. Массив Кок-Арча	47,80	1,78	19,60	0,94	6,29	—	11,07	6,94	3,12	0,43	—	1,15	99,75
72	Габбро. Кой-Тас	49,54	—	18,14	1,96	6,55	—	8,91	9,28	9,30	0,94	—	1,42	100,04

Небольшие выходы габбро-норитов указываются (Н. А. Елисеев, 1938 г.) для района пос. Зеленовки, где они связаны постепенными переходами с диоритами.

Весьма возможно, что породы группы габбро возникли несколько раньше, чем гранитоиды (в начальную стадию магматического процесса).

Такое же обособленное положение занимают и наиболее кислые дифференциаты магмы, представленные кварцевыми порфирами и гранит-порфирами. Эти породы наблюдаются чаще в виде даек, явно более поздних, чем рассмотренные выше массивы гранитоидов. Таким образом, намечается определенная последовательность в возникновении отдельных типов пород серии, свидетельствующая о дифференциации магмы на глубине.

О химическом составе пород кулуджунской серии дает представление табл. 10, в которой приводятся химические анализы почти всех разновидностей из различных массивов.

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

№ анализа	*a*	*c*	*b*	*s*	*m'*	*c'*	*a'*	*n*	*f'*	*Q*
55	12,7	3,8	6,8	76,7	48,8	4,08	—	69,3	48,8	24,2
56	14,5	2,0	0,4	83,1	—	83,3	—	73,0	—	35,2
57	15,2	0,7	2,1	82,0	8,0	—	56,0	53,0	92,0	32,9
58	12,6	0,5	3,0	83,9	21,0	—	36,1	53,8	36,9	42,1
59	16,6	1,3	2,4	79,7	19,4	2,7	—	54,8	77,7	24,9
60	15,0	0,5	0,3	84,2	—	—	100	56,0	—	37,9
61	16,3	1,5	3,7	78,5	16,4	—	50,8	50,7	80,0	22,9
62	14,3	3,0	5,1	77,6	32,9	—	13,1	57,5	53,9	22,6
63	12,6	3,3	7,9	76,2	20,3	—	18,6	57,9	61,0	23,9
64	17,8	0,7	3,0	78,5	55,5	—	17,7	53,4	60,0	20,7
65	19,4	1,3	2,8	76,5	19,5	—	43,9	54,1	36,5	13,0
66	15,0	0,5	1,3	83,2	10,0	—	50,0	52,1	40,0	35,9
67	12,1	5,1	9,8	73,0	33,3	8,3	—	75,0	58,3	16,7
68	17,0	2,4	4,8	75,8	18,3	—	2,8	52,4	78,8	15,2
69	18,8	0,4	0,5	80,3	—	—	100	55,2	—	22,6
70	15,4	0,3	0,2	84,1	—	—	100	40,7	—	37,1
71	13,6	0,9	31,0	54,5	44,3	33,5	—	93,8	22,0	−19,1
72	8,3	10,6	26,3	54,8	52,1	17,6	—	92,6	30,3	−17,3

Как видно из приведенных в табл. 10 анализов, состав гранитоидов характеризуется достаточно отчетливо выраженной щелочностью, значительно более высокой, чем в гранитоидах калбинского комплекса. Для более основных разностей пород эта особенность выражена менее четко.

К кулуджунской серии, с некоторой условностью, относятся близкие по составу породы, развитые в Южном Алтае (бассейны рр. Маралиха, Кинн-Су и Кальджир) преимущественно в зоне смятия. Здесь более широким распространением пользуются габбро, габбро-нориты, диориты и кварцевые диориты и не установлено щелочных разностей. Эти породы образуют иногда довольно значительные массивы (Кок-Арча). Вмещающими породами являются обычно различные кристаллические сланцы, амфиболиты и гнейсы.

Аналогичные интрузии прослеживаются также в северо-западной части Прииртышской зоны смятия (Прииртышье).

Состав малых интрузий как в Южном Алтае, так и в Прииртышье изучен еще слабо.

Семейтавская серия

На продолжении зоны интрузий кулуджунской серии к северо-западу, в горах Семей-Тау и частью в пределах Прииртышского угленосного бассейна, развиты своеобразные интрузивные породы с выраженным ярче щелочным составом, выделенные в семейтавскую серию.

Как установлено исследованиями магматическая деятельность позднегерцинского времени в Семейтавском районе началась с излияния лав андезито-базальтового, трахидолеритового и трахиандезитового состава. Лавовые покровы перекрыли смятые в складки и размытые верхнепалеозойские отложения (C_3—P_1). Не вышедшая на поверхность магма на глубине дала относительно небольшие тела габбро, габбро-норитов и габбро-сиенитов, вскрытые эрозией во многих пунктах данного района. Повидимому несколько позднее внедрились кварцево-авгитовые диориты, монцониты, мангериты, кварцевые анортоклазиты (семейтавиты) и щелочные граниты (эгириновые, арфведсонитовые и рибекитовые). Последовательность формирования отдельных типов пород семейтавской серии еще недостаточно изучена. Породы с повышенной щелочностью образуют плоские, почти горизонтальные, тела в плоскости несогласного налегания лавовых покровов трахидолеритов и трахиандезитов на выравненную поверхность складчатых верхнепалеозойских пород.

На основании приведенных материалов, касающихся характеристики отдельных интрузивных комплексов, можно сделать следующие основные выводы:

1. Последовательно возникшие в герцинскую эпоху интрузивные комплексы характеризуются достаточно резко различным составом. В ранние этапы интрузивной деятельности возникли ультраосновные и основные породы. Затем сформировались пестрые по составу гибридные породы, часто пересыщенные кальцием и богатые натрием (змеиногорский комплекс). Средним этапам соответствуют нормальные и однообразные граниты с избыточным глиноземом и с преобладанием калия над натрием. В конечные этапы образовались малые интрузии, с одной стороны, с отчетливо проявленной повышенной щелочностью и, с другой стороны, с повышенной основностью (чарский комплекс).

Различия и особенности химического состава отдельных интрузивных комплексов хорошо видны на диаграмме, построенной по способу А. Н. Заварицкого.

2. Каждый интрузивный комплекс формировался в результате неоднократного последовательного поступления магмы из магматического очага к поверхностным слоям земной коры.

3. В различных структурно-геологических условиях приблизительно в одно и то же время возникали несколько различные интрузивные породы.

В зонах более глубоких прогибов с мощными осадками устанавливаются интрузивные породы с повышенным содержанием кальция или натрия, а также железа (змеиногорский комплекс в Алтайской зоне, отчасти калбинский комплекс в Калба-Нарымской зоне), в то время как в пределах более жестких структур развиты породы с повышенной щелочностью (змеиногорский комплекс в Жарминской зоне, калбинский комплекс в Дегеленской и отчасти в Горно-Алтайской зонах, чарский комплекс).

ТИПЫ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ, СВЯЗАННЫХ С ИНТРУЗИВНЫМИ КОМПЛЕКСАМИ

С отдельными интрузивными комплексами в пределах рассматриваемой территории генетически связаны своеобразные и резко различные типы рудной минерализации. В ультраосновных породах Чарского района, относящихся к наиболее раннему комплексу, известны небольшие сегре-



I II III

1 3 6

2 4

5

Диаграмма химического состава герцинских интрузивных пород Зайсанской геосинклинали по А. Н. Заварицкому

I—интрузивные породы змеиногорского комплекса: *1*—змеиногорская серия, *2*—рудно-алтайская серия; *II*—интрузивные породы калбинского комплекса: *3*—горноалтайская серия, *4*—калба-нарымская серия, *5*—дагелянская серия; *III*—интрузивные породы чарского комплекса: *6*—кулуджунская серия

гационные месторождения хромитов (Суук-Булакское, Туловайское, Кызыльское, Букурские I и II, Пирятинские I и II и др.), а также признаки платиноидов.

В связи с саурским комплексом рудная минерализация не установлена.

Многочисленные рудные проявления в пределах Зайсанской геосинклинали генетически связаны с интрузиями змеиногорского комплекса. Длительность магматического процесса, в результате которого последовательно возникли различные группы пород этого комплекса, обусловила и разновременность образования различных типов рудных месторождений. Однако наиболее интенсивные рудные процессы, как показывают наблюдения, были приурочены к конечным этапам магматической деятельности.

С породами змеиногорской серии устанавливается генетическая связь небольших железорудных месторождений (Бухтарминское, возможно Чесноковское и др.) и некоторых медных (Шлаттерская группа и Бухтарминское в Зыряновском районе). Первые из них представляют собой контактово-метасоматические магнетитовые залежи с небольшим количеством гематита. Медные месторождения выражены преимущественно кварцевыми жилами, в которых присутствуют халькопирит, пирит, борнит и тетраэдрит. Все эти месторождения небольшие и немногочисленны. Изученность их еще недостаточная.

Рудные месторождения, образовавшиеся позднее формирования интрузий змеиногорского комплекса, многочисленны, и многие из них являются достаточно крупными. К ним относятся полиметаллические и отчасти медные месторождения Рудного Алтая, которые в большинстве случаев располагаются вблизи выходов кварцевых альбит-порфиров и кварцевых порфиров рудноалтайской серии. Кварцевые альбит-порфиры и кварцевые порфиры в соседстве с рудными залежами сильно изменены гидротермальными растворами и содержат вкрапленность сульфидов.

Наблюдаемая тесная связь между породами рудноалтайской серии и полиметаллическими месторождениями позволяет полагать, что по времени возникновения они очень близки и являются производными одного и того же магматического очага, пережившего длительную эволюцию. Рудоносные растворы следовали несколько позднее магмы, давшей малые интрузии рудноалтайской серии, использовав при этом одни и те же пути. В некоторых случаях рудоносные растворы, благодаря особенностям локальных структур и литологии вмещающих пород, в конечных стадиях подъема отклонялись от ранее проложенных каналов или могли проходить несколько выше областей становления кварцевых альбит-порфиров и кварцевых порфиров.

Основным типом полиметаллических месторождений Рудного Алтая являются линзовидные и пластообразные сульфидные залежи сложного состава, согласные с вмещающими породами. Главные компоненты руд — свинец, цинк, медь, серебро и золото. Каждый из этих элементов во многих крупных месторождениях содержится в промышленных концентрациях. В составе руд присутствуют также кадмий, галлий, теллур, иногда сурьма, молибден, висмут и некоторые другие элементы.

Большинство крупных месторождений по составу руд являются более или менее однотипными. В некоторых из них свинец значительно преобладает над медью (Лениногорское, Заряновское, Змеиногорское, Заводинское и др. месторождения), в то время как в других устанавливаются обратные соотношения (Николаевское, Белоусовское, Березовское и др. месторождения). Содержание цинка как в тех, так и в других всегда преобладает над суммарным содержанием свинца и меди. Минералогический состав сульфидных залежей характеризуется обычно наличием галенита, сфалерита, халькопирита, пирита, аргентита, тетраэдрита, арсенопирита,

золота и иногда магнетита. Из нерудных минералов присутствуют барит, кварц, карбонаты, серицит, хлорит и реже эпидот. Соотношение между перечисленными минералами в отдельных месторождениях различное.

Образование рудных залежей сопровождалось чрезвычайно сильным гидротермальным изменением вмещающих пород. Околорудные изменения выразились в серицитизации, хлоритизации, окварцевании или в некоторых случаях в карбонатизации. Чаще всего рудные залежи сопровождают микрокварциты и кварцево-серицитовые сланцы с вкрапленностью сульфидов или без них.

Полиметаллические месторождения чаще всего локализуются в породах среднего девона, представленных кислыми эффузивами и их туфами, реже песчаниками и сланцами. Наиболее благоприятными структурами при образовании этих месторождений являлись как полагают В. П. Нехорошев, Н. Н. Курек и некоторые др., антиклинали (Лениногорское месторождение) вблизи крупных разломов, а также относительно небольшие системы трещин, сопряженных с крупными разломами перпендикулярными или косо направленными к ним (Зыряновский район). Кроме полиметаллических месторождений, в конце магматической деятельности среднего — верхнего карбона образовались отдельные чисто медные месторождения, также расположенные в зоне Рудного Алтая. К этим месторождениям относятся Чудак и Александровское, рудные тела которых представляют собой кварцевые жилы с наличием вкрапленности или гнездообразных скоплений халькопирита и пирита. Встречается незначительная примесь галенита.

Вопросы генезиса полиметаллических месторождений Алтая во многом еще не ясны. Возможно, что возникновение оруденения было здесь не одновременным. Часть месторождений, в девонских вулканогенных породах, могла образоваться в конце раннего (среднедевонского и отчасти верхнедевонского) вулканизма и может быть парагенетически связана с малыми субвулканическими интрузиями, а другая часть, в верхнем палеозое, — в парагенетической связи с малыми трещинными интрузиями рудноалтайской серии.

С интрузиями калбинского комплекса генетически и пространственно связаны месторождения олова и редких металлов (вольфрам, молибден, бериллий, литий, цезий, тантал, ниобий и редкие земли).

С каждой из выделенных серий интрузивных пород калбинского комплекса устанавливается связь своеобразного типа оруденения. С интрузиями горноалтайской серии генетически связаны преимущественно молибдено-вольфрамовые месторождения кварцево-жильного типа (Чиндагатуй, Кок-Куль, Тургусунское, Белорецкое, Колыванское и другие).

Металлоносные кварцевые жилы располагаются чаще в приконтактовых зонах гранитных массивов и реже во вмещающих породах. Из нерудных минералов в кварце в тех или иных количествах присутствует полевой шпат (обычно альбит) и небольшое количество светлых слюд. Рудные минералы представлены вольфрамитом (как правило, ряда гюбнерит), молибденитом, сфалеритом, редко галенитом и шеелитом. Сульфиды присутствуют почти во всех месторождениях, но содержание их обычно незначительное. Лишь в Колыванском месторождении их несколько больше, чем в других, и медь в прошлом здесь являлась объектом добычи. Главным рудным компонентом всюду является вольфрам. Молибден в некоторых месторождениях находится приблизительно в равном отношении (Чиндагатуй) или чаще присутствует в явно подчиненном положении. Характерно, что во всех молибдено-вольфрамовых месторождениях рассматриваемой части Горного Алтая вольфрамсодержащим минералом является гюбнерит.

Кварцевые жилы в гранитах обычно сопровождаются кварцево-слюдяными грейзенами, иногда с бериллом и топазом, также содержащим и молибденит и гюбнерит.

Кроме обычного кварцево-жильного типа молибдено-вольфрамовых месторождений, здесь имеется штокверковый тип — Черновинское месторождение. Один из главных участков данного месторождения (*кл. Вольфрамовый*) *приурочен к зоне разлома западного* — северо-западного простирания, вдоль которой в раздробленных катаклазированных гранитах наблюдается густая сеть мелких часто пересекающихся прожилков и даже крупных линз кварца с гюбнеритом. В подчиненном отношении присутствуют *пирит, сфалерит и реже висмутин и молибденит*. Рудные минералы также присутствуют в раздробленных и сильно серицитизированных гранитах.

В тех случаях, когда гранитоиды горноалтайской серии контактируют с известняками, отмечается наличие скарновых месторождений. Среди последних известны две группы. Первая группа представлена гранато-эпидотовыми скарнами с магнетитом, галенитом, сфалеритом, халькопиритом, *пиритом, молибденитом, висмутином и гюбнеритом*.

К месторождениям этой группы относятся отдельные участки Тургусунского и Белорецкого месторождений. Характерно, что шеелит в скарнах практически отсутствует.

Вторая группа представлена скарновыми месторождениями магнетита, в которых магнетит нередко образует достаточно крупные самостоятельные обособления, иногда с небольшой примесью медных минералов (Белорецкое и Тургусунское магнетитовые месторождения).

В *экзоконтактовых зонах* Большереченского и Черновинского гранитных массивов установлены небольшие проявления мышьякового оруденения (кварцевые жилки с арсенопиритом и висмутином).

Как указывалось при описании интрузий горноалтайской серии, пегматиты здесь не характерны. *Наиболее мощные тела пегматитов известны* в Тигерецких белках. В пегматитах присутствует берилл, нередко в виде довольно крупных кристаллов. Небольшие скопления берилла отмечены в пегматитовых шлирах Черновинского массива (западная часть).

С *интрузиями калба-нарымской серии генетически связаны оловянные*, оловянно-вольфрамовые, вольфрамовые, литиевые, бериллиевые, тантало-ниобиевые и цезиевые месторождения. Здесь выделяются три типа этих месторождений: 1) пегматитовый, 2) кварцевожильный и 3) грейзены. К пегматитовому типу относятся многие месторождения центральной части Калбинского хребта, например: Бай-Мурза, Унгур-Сай, Ак-Кезень, Белая Гора и др. В других частях Калбинского хребта, *а также в Нарымском хребте пегматиты пользуются широким распространением*, однако полезные компоненты в них содержатся в небольшом количестве или отсутствуют совершенно.

В пегматитовых месторождениях центральной части Калбинского *хребта присутствуют (кроме кварца, полевого шпата и светлой слюды)* лепидолит, сподумен, берилл, танталит, поллуцит, касситерит, апатит, турмалин и иногда арсенопирит и пирит. В одних месторождениях отмечаются почти все из перечисленных минералов, а в других — лишь некоторые из них. Пегматитовые жилы залегают как в гранитах, так и во вмещающих породах вблизи контакта с гранитами. Размеры жил часто довольно значительны (длина до 500 *м*, мощность до нескольких метров). При комплексном извлечении полезных компонентов данные месторождения могут представить практический интерес.

Не менее широким распространением в Калбинском и Нарымском хребтах пользуются кварцевожильные оловянные, оловянно-вольфрамовые и вольфрамовые месторождения (Убинское, Карашское, Комсомольское, Восточно-Калбинское, частью Карагоинское, Чердоякское, Ленинское и др.).

Рудные тела некоторых из месторождений данного типа занимают *как бы промежуточное положение* между пегматитами и типичными кварцевыми жилами. В них из нерудных минералов, кроме кварца, ино-

гда в заметном количестве присутствует полевой шпат (Чердоякское месторождение и др.). Так же как и для пегматитов, характерен турмалин. Из рудных минералов главными являются вольфрамит, шеелит и касситерит в сильно варьирующих соотношениях.

Сульфиды (халькопирит, сфалерит, арсенопирит, иногда галенит) обычно присутствуют в незначительном количестве и притом чаще в существенно вольфрамитовых месторождениях (Убинское, например). Обращает внимание одна отчетливо проявленная особенность минералогического проявления вольфрамового оруденения в Калбинском и Нарымском хребтах. В Калбинском хребте почти во всех месторождениях вольфрамсодержащий минерал представлен вольфрамитом, в то время как в пределах приподнятой и значительно глубже эродированной нарымской части интрузии во всех без исключения оловянно-вольфрамовых месторождениях присутствует только шеелит.

Третий тип месторождений, генетически связанных с калба-нарымской серией интрузивных пород, представлен шеелитоносными грейзенами. *Последние не характерны для Калбинского и Нарымского хребтов.* Единственным и сравнительно редким представителем данного типа является месторождение Палатцы. Участки грейзенов, обычно небольших размеров, приурочены к местам пересечения трещин отдельностей. По вещественному составу различаются три разновидности грейзенов: а) слюдяно-арсенопиритовый, б) турмалино-арсенопиритовый с шеелитом, в) турмалино-шеелитовый. Кроме грейзенов, здесь имеются кварцевые *шеелитоносные жилы также с турмалином и арсенопиритом.*

Месторождения в калбинской части интрузии приурочены почти исключительно к ее юго-западному контакту, т. е. к той части, которая наиболее далека от корневой системы. В нарымской части месторождения располагаются более или менее равномерно как с юго-западной, так и с северо-восточной стороны интрузии.

С дегеленской серией интрузий генетически связаны молибденовые, молибдено-вольфрамовые и вольфрамовые месторождения, т. е. рудная минерализация, до некоторой степени близкая к горноалтайской. Известные молибденовые месторождения здесь представлены преимущественно кварцевыми жилами с крупнокристаллическим молибденитом, пиритом и халькопиритом (Кузган, Кой-Тас, Ленинжольское). Все они располагаются в пределах гранитных массивов.

Молибдено-вольфрамовые месторождения образовались повидимому при более высоких температурах. Они выражены кварцевыми жилками с вольфрамитом, молибденитом, висмутином, гематитом, флюоритом и редко бериллом (Майли-Кара, Дегелен, Эдрей).

Кварцевые жилы и прожилки сопровождаются мощными зонами грейзенов. Последние нередко отмечаются и вне связи с кварцевыми жилами (Дегелен, Майли-Кара). По составу грейзены разделяются на три типа: а) гематито-кварцевые с относительно низким содержанием вольфрамита и молибденита; б) вольфрамито-кварцевые, в которых гематит присутствует в подчиненном отношении и отмечается наличие светлых слюд и флюорита; в) пирито-кварцевые с вольфрамитом, молибденовыми и висмутовыми минералами.

В горах Кандыгатай известны кварцевые жилы с шеелитом, в процессе разрушения которых образовались россыпи, представляющие практический интерес.

Таким образом, из приведенной краткой характеристики рудной минерализации, связанной с интрузиями калбинского комплекса, следует, что для дегеленской и горноалтайской серий интрузий характерны вольфрам, молибден и отчасти висмут, в то время как для калба-нарымской серии характерными являются вольфрам, олово, литий, цезий и тантал. В связи с первыми двумя сериями интрузий олово, литий и цезий практически отсутствуют, а с третьей (калба-нарымской) не отмечается сколько-

нибудь заметных скоплений молибдена. Для интрузий калба-нарымской серии, а также для жильных их дериватов очень характерно широкое проявление турмалина, что не наблюдается для горноалтайской и дегеленской серий.

С чарским комплексом малых интрузий пространственно и генетически связаны золоторудные месторождения (Кулуджун, Лайлы, Теректы, Рюрик, Баладжал, Вера, Сенташ, Казанчункур, Боко, Акджал и др.). Однако эта связь отмечается только для кулуджунской серии. Золоторудные месторождения представлены кварцевожильным типом и располагаются в породах различного литологического состава, обычно вблизи от тел малых интрузий. Отмечается достаточно отчетливо выраженная приуроченность золотоносных жил к зонам разрывов преимущественно северо-западного простирания в складчатом палеозойском фундаменте.

Из нерудных минералов в золотоносных жилах присутствуют кварц, карбонат, иногда альбит и серицит. Рудные минералы, кроме золота, представлены пиритом, арсенопиритом, халькопиритом и реже сфалеритом, галенитом, блеклыми рудами, шеелитом и антимонитом. Содержание сульфидов в отдельных месторождениях далеко не одинаковое. Шеелит в более или менее заметных концентрациях отмечается в некоторых жилах Кулуджунского месторождения (Колчеданистая, Ретивая).

В месторождении Мынчункур, расположенном недалеко от Калбинской интрузии, видно, что золотоносные жилы пересекают вольфрам- и оловосодержащие жилы.

Близкие по морфологическим особенностям и минералогическому составу небольшие золоторудные месторождения известны в Южном Алтае (Манко, Алкабек, Курчумская группа) и в Прииртышье (Полеваевское и др.). Здесь они также генетически связаны с малыми интрузиями гранитоидов, проявляющихся в виде или небольших штоков гранитов (Манко), или даек гранодиорит-порфиров и порфиров (месторождения Курчумской группы). В месторождении Манко в значительном количестве присутствует шеелит, а также отмечено наличие молибденита и теллуридов. Для всех месторождений Курчумской группы характерно наличие, кроме золота, блеклых руд (сурьмяно-медных) при полном отсутствии галенита и сфалерита.

С более основными разностями пород (габбро, габбро-диориты, габбро-диабазы), условно относимых к той же кулуджунской серии и располагающихся в пределах Прииртышской зоны интенсивного смятия и глубокого метаморфизма или вблизи нее, генетически связано своеобразное медно-пирротиновое (с кобальтом) и медное оруденение (Карчига, Вавилоновское, Канат, Старая шахта, Кагадайское и др.).

С семейтавской серией интрузивных пород рудная минерализация не установлена, что в значительной степени объясняется слабой изученностью района.

Таковы общие черты металлогении отдельных интрузивных комплексов рассматриваемой складчатой области.

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ЗОНЫ

Зональное распределение различных интрузивных комплексов, формировавшихся последовательно в периоды интенсивных проявлений тектонических движений, на общем фоне закономерного развития и перехода в складчатую область Зайсанской геосинклинали обусловило и зональное распределение различных типов рудных месторождений. Это хорошо подтверждается приведенными фактическими данными. Вполне определенная направленность в возникновении качественно различных комплексов интрузивных пород и генетически (или парагенетически) связанных с ними рудных месторождений, повидимому, объясняется эволюцией

магматического очага, существовавшего в пределах данной подвижной зоны.

Впервые зональное распределение отдельных типов рудных месторождений для Алтая было отмечено В. П. Нехорошевым (1932 г.). Причину, обусловившую такое распределение, В. П. Нехорошев вначале пытался найти в различном эрозионном срезе отдельных тектонических блоков, ограниченных разломами, имея, очевидно, в виду вертикальную зональность в формировании различных типов рудных месторождений, связанных с одновременной интрузией гранитоидов. Как показало дальнейшее изучение геологического строения и полезных ископаемых Алтая, такая точка зрения не оправдалась. В. П. Нехорошев в последних своих работах (1947 г.) хотя и считает, что «поясовое распределение оруденения *невозможно полностью объяснить и различием эрозионного среза*», тем не менее не дает сколько-нибудь удовлетворительного объяснения, так как к ранее данному определению добавляет очень немного. Он полагает, что «неоднородность структурных и литологических условий и в известной мере *неодинаковая последующая глубина эрозионного среза* обусловили формирование в пределах указанных полос различных рудных поясов» (1947 г.).

Еще менее удовлетворительное, одностороннее объяснение причин наблюдаемой зональности дает А. П. Никольский (1946 г.). Он считает, что ассимиляция магмой тех или иных вмещающих пород определяет ее рудоносность, но отрицает какую-либо зональность в пространственном распределении интрузивных комплексов и по существу сами комплексы. Это объяснение находится в противоречии с фактами и логически исключает существование столь отчетливо выраженной зональности в распределении рудных месторождений на рассматриваемой территории.

Почти одновременно с В. П. Нехорошевым высказал свое мнение о причинах зональности в оруденении на Алтае Н. А. Елисеев (1932 г.). Он полагал, что наблюдаемая пространственная разобщенность полиметаллического оруденения Рудного Алтая и редкометального оруденения Калбинского хребта обусловлены наличием в этих зонах различных по составу и разновременных интрузивных комплексов.

Установленная закономерность в распределении различных интрузивных комплексов и связанных с ними рудных месторождений, которая *обусловлена общим развитием и переходом в складчатую область* герцинской геосинклинали, открывает возможности рационального направления поисков новых месторождений полезных ископаемых.

Правильно подмеченная В. П. Нехорошевым зональность в оруденении *на Алтае позволила ему дать ряд прогнозов, достаточно хорошо* подтвердившихся (открытие вольфрамо-оловянного оруденения в Южном Алтае, молибдено-вольфрамового оруденения в хребте Холзун и др.). Однако возможности использования этой закономерности далеко не исчерпаны и наоборот, в свете новых данных значительно расширяются.

В настоящее время в пределах рассматриваемой герцинской структуры может быть выделено восемь параллельных металлогенических зон, ориентированных в северо-западном направлении. Многие из этих зон располагаются обособленно, но в то же время некоторые более поздние из них накладываются полностью или частично на ранее сформированные. Наложение разновозрастных металлогенических зон друг на друга довольно характерно для юго-западной части складчатой области (Жарминский прогиб, северо-восточный склон хребта Чингиз).

Целесообразно кратко охарактеризовать выделяемые зоны в порядке последовательности их формирования, что будет, в свою очередь, соответствовать *последовательности возникновения различных типов* рудной минерализации.

Наиболее ранняя рудная зона с месторождениями хромитов, генетически связанных с ультраосновными интрузиями, располагается в бас-

сейне среднего течения р. Чар. Длина зоны около 70 *км*, ширина не более 10 *км*.

Месторождения хромитов, известные в данной зоне, считаются небольшими, но тщательные исследования и изучение могут дать другие результаты — среди них могут оказаться месторождения крупнее, чем это предполагается. Весьма вероятно нахождение здесь платиноидов.

Рудная минерализация в связи с интрузиями змеиногорского комплекса выражена в виде достаточно четко ограниченной зоны, включающей так называемый Рудный Алтай с его многочисленными полиметаллическими и отчасти медными месторождениями крупнейшего союзного значения. В пределах этой зоны концентрируются месторождения как ранней группы, генетически связанные со змеиногорской серией крупных интрузий (железорудные и медные), так и поздней в связи с мелкими интрузиями рудноалтайской серии (полиметаллические и медные). Главное значение здесь имеют месторождения второй группы.

С юго-запада зона четко ограничена Прииртышским разломом, а с северо-востока — менее четко серией разломов.

Общая длина зоны существенно полиметаллических месторождений около 450 *км*. В северо-западной части ее ширина достигает 120 *км*. К юго-востоку она постепенно сужается. В юго-западной части зоны, примыкающей к Прииртышскому разлому, располагаются преимущественно медно-цинковые месторождения (Николаевское, Березовское, Белоусовское, Сажаевское, возможно Джалтырское и некоторые другие). В центральной и северо-восточной ее частях размещаются более крупные существенно свинцово-цинковые месторождения. Из известных многочисленных полиметаллических месторождений Рудного Алтая (несколько сот) лишь немногие изучены достаточно хорошо. Перспективы выявления новых крупных месторождений здесь достаточно благоприятны. До сих пор остается слабо изученным Зыряновско-Бухтарминский рудный район. Основное внимание здесь должно быть обращено на поиски крупных полиметаллических месторождений в районе Березовского надвига, где имеются весьма благоприятные геологические предпосылки для их нахождения (наличие сопряженных более мелких разломов, выходов кварцевых порфиров, многочисленных рудных проявлений и следов сильного гидротермального метаморфизма на значительных площадях). Кроме того, перспективным представляется участок, расположенный в нижнем течении р. Бухтармы (наличие мало изученных, в прошлом разрабатывавшихся месторождений, сходство геологической позиции с районом Белоусовского месторождения). В полосе, прилегающей к Прииртышской зоне смятия, в промежутке между Белоусовским и Николаевским месторождениями, а также в Змеиногорском районе при детальных работах могут быть также выявлены новые месторождения. Необходимо отметить, что в условиях плохой обнаженности, которая характерна для значительных площадей Рудного Алтая, выявление новых полиметаллических месторождений требует применения совершенных методов поисков и всестороннего глубокого анализа геологических данных по каждому конкретному участку.

Зона полиметаллического оруденения, несколько сужаясь, должна продолжаться в Южный Алтай, где до сих пор, по существу, еще не проводилось сколько-нибудь целеустремленных поисковых работ и вследствие этого здесь не известно ни одного промышленного месторождения. Перспективными представляются здесь площади, расположенные между р. Нарым и оз. Марка-Куль, а также к югу от оз. Марка-Куль. К северу зона рудоносных палеозойских структур прикрыта горизонтально залегающими третичными и четвертичными отложениями.

При дальнейших исследованиях необходимо обратить особое внимание на выяснение вопроса о возможной генетической связи полиметалличе-

ских месторождений типа колчеданных залежей в вулканогенных породах с процессами вулканизма девонского времени. Исходя из этого, девонские толщи должны быть изучены особенно детально.

Интрузии Змеиногорского комплекса, как отмечалось, образуют в складчатых сооружениях, возникших на месте Зайсанской геосинклинали, еще вторую зону, протягивающуюся вдоль северо-восточных склонов хребта Чингиз.

В пределах этой зоны неизвестно полиметаллических месторождений. Причина этого в настоящее время не ясна. Общая геологическая позиция зоны во многом аналогична Рудному Алтаю (приуроченность к бортовой части геосинклинали, наличие девонских вулканогенных толщ и крупных интрузий), но в том же время имеются и некоторые, может быть, существенные отличия. Последние заключаются в том, что на северо-восточных склонах хребта Чингиз интрузии змеиногорского комплекса формировались в условиях более жестких структур, где не существовало столь глубокого девонского и нижнекаменноугольного прогиба. В составе интрузивного комплекса здесь, кроме типичных представителей пород змеиногорской серии Рудного Алтая, получили достаточно широкое распространение щелочные разности типа монцонитов, граносиенитов и кварцевых сиенитов. И, наконец, здесь не отмечается аналогов рудноалтайской серии интрузий. Однако последние, вследствие небольших размеров, могли быть не выявлены, так как общая изученность данной зоны несравнимо более слабая, чем Рудного Алтая.

Данная зона, протягивающаяся на многие сотни километров, в достаточной мере насыщенная интрузиями и занимающая в некоторых отношениях сходную геологическую позицию с Рудным Алтаем, не может не привлекать внимания с точки зрения возможного наличия рудных месторождений, тем более что специальных поисковых работ на полиметаллические руды здесь не проводилось. Однако подход к ее изучению требует учета своеобразных специфических условий формирования. Возможно, что рудные месторождения по своему типу будут также несколько отличаться от известного типа в Рудном Алтае.

Редкометальная минерализация, генетически связанная с интрузиями калбинского комплекса, выражена в виде трех разобщенных, но достаточно отчетливо выраженных зон. Две из них (горноалтайская и дегеленская) располагаются вдоль краевых частей герцинской геосинклинали и одна — в пределах наиболее глубокого ее прогиба (калба-нарымская).

Горно-Алтайская или северо-восточная зона имеет протяженность около 500 *км* при ширине в крайних частях до 75 *км* и у́же — в срединной своей части. Зона характеризуется наличием целого ряда средних по масштабам молибдено-вольфрамовых и вольфрамовых (с висмутом) месторождений, приуроченных к контактам массивов биотитовых гранитов. В юго-западной части зона непосредственно соприкасается с зоной полиметаллических месторождений Рудного Алтая, в некоторых участках перекрывая ее (например, северная часть Зыряновского района, Змеиногорский район). Изученность зоны еще недостаточная, и здесь возможно открытие новых молибдено-вольфрамовых месторождений. Последние наиболее вероятны в верхнем течении р. Катуни, а также в северной части Лениногорского района (прежде всего район гор Теремков, где проведены неполноценные поисковые работы).

Некоторые из известных месторождений тоже мало изучены и могут оказаться крупнее, чем они представляются в настоящее время (например, Тургусунское месторождение).

Калба-Нарымская зона редкометального оруденения протягивается почти на 300 *км*, средняя ширина ее 45—50 *км*. В пределах зоны располагается большое количество преимущественно мелких и несколько средних по масштабам оловянных, оловянно-вольфрамовых, вольфрамо-

вых, оловянно-литиевых, оловянно-цезиевых и оловянно-танталовых месторождений.

Все эти месторождения приурочиваются главным образом к юго-западному контакту огромного по размерам массива.

В северо-западной части зоны располагаются преимущественно вольфрамитовые месторождения (Убинская группа) с небольшой долей участия касситерита. К юго-востоку, в центральной части Калбинского хребта, оруденение более разнообразное. Здесь известны комплексные оловянно-литиевые, оловянно-литиево-цезиевые и оловянно-танталитовые месторождения (Бай-Мурза, Унгур-Сай, Белая Гора, Ак-Кезень и др.). Еще далее к юго-востоку оруденение сменяется оловянно-вольфрамовым (Караш, Палатцы, Чудское, группа месторождений Миролюбовского «языка» и др.). Вольфрамсодержащий минерал представлен здесь вольфрамитом и шеелитом.

Крайняя юго-восточная часть зоны, расположенная в Нарымском хребте и за р. Курчум, характеризуется наличием целого ряда вольфрамо-оловянных месторождений, в которых вольфрамсодержащий минерал представлен исключительно шеелитом.

Изученность Калба-Нарымской зоны достаточно хорошая. Тем не менее выявление более крупных месторождений здесь еще возможно, особенно путем более детального изучения некоторых известковых месторождений.

Дегеленская или юго-западная редкометальная зона в большей своей части накладывается на зону интрузий змеиногорского комплекса, но тем не менее она все же располагается больше с внешней юго-западной ее стороны. Длина зоны более 500 *км*, средняя ширина 45—50 *км*. В пределах зоны располагаются пока немногочисленные и небольшие молибденовые, молибдено-вольфрамовые и вольфрамовые месторождения. В целом данная зона изучена еще очень слабо. Наибольшее внимание было уделено ее северо-западной части, где и выявлено уже несколько месторождений. Юго-восточная ее часть, уходящая от железной дороги к Тарбагатаю, изучена очень слабо, и до последнего времени здесь не было известно рудопроявлений. Исходя из возможного продолжения этой зоны к юго-востоку, в предполагаемой крайней ее части (северный склон хребта Тарбагатай) в 1949 г. нами были предприняты кратковременные исследования, в результате которых обнаружена молибденовая минерализация в кварцевых жилах Ленинжольского массива лейкократовых гранитов (бассейн р. Бугаз). Выявление новых месторождений в данной зоне не вызывает сомнений.

Интрузии Чарского комплекса и связанная с ними минерализация (золоторудная и медная) образуют две зоны.

Одна из зон, в пределах которой располагаются многочисленные золоторудные месторождения, примыкает с юго-запада к Калба-Нарымской редкометальной зоне. Она накладывается на самую раннюю зону ультраосновных интрузий, но по размерам значительно больше ее. Длина зоны около 120 *км*, ширина до 60 *км*. К юго-востоку она погружается под мощные рыхлые отложения Зайсанской впадины. К северо-западу от Туркестано-Сибирской ж. д. золотая минерализация не прослеживается.

Вторая зона с близким типом оруденения располагается по другую сторону Калба-Нарымской редкометальной зоны. Она в основном совпадает с Прииртышской зоной интенсивного смятия и глубокого метаморфизма вблизи разлома. В отдельных участках рудная минерализация устанавливается за пределами зоны. В северо-западной части (к северо-западу от г. Усть-Каменогорска) ширина зоны с оруденением составляет всего несколько километров. Между г. Усть-Каменогорском и долиной р. Нарым рудных проявлений не известно. Далее к юго-востоку вновь появляются рудные месторождения, причем ширина зоны увеличивается

до 20—30 *км*. В пределах зоны известны небольшие золоторудные месторождения (в северо-западной и главным образом в юго-восточной ее частях), а также медно-пирротиновые и медные месторождения.

Среди медно-пирротиновых месторождений выявлены такие, которые могут представлять практический интерес (Вавилоновское и Карчигинское). В бассейне р. Курчум известны медные месторождения, которые еще очень плохо изучены. Отдельные из этих месторождений, может быть, окажутся заслуживающими внимания.

ЛИТЕРАТУРА

Гокоев А. Г. Предварительный отчет Чарской партии за 1936 г. [Рукопись.] Фонды ВСЕГЕИ, 1947.

Елисеев Н. А. О месторождениях вольфрамита в Рудном Алтае. Изв. ВГРО, т. 51, вып. 36, 1932.

Елисеев Н. А. Петрография Рудного Алтая и Калбы. 1938.

Крапоткин П. Н. Новый район вольфрамового и молибденового оруденения в Северо-Восточном Казахстане. Докл. АН СССР, нов. сер.

Морозенко Н. К. Прииртышский гранитный массив и связанные с ним месторождения олова и вольфрама. Тр. ЦНИГРИ, вып. 91, 1937.

Нехорошев В. П. Тектоника и металлогения юго-западного Алтая. Изв. ВГРО, т. 51, вып. 15, 1932.

Нехорошев В. П. Хребет Саур. Очерки по геологии Сибири, вып. 9, 1941.

Нехорошев В. П. Саурская (визейская) тектоническая фаза и верхи нижнего карбона в юго-западном Алтае и на соседних территориях. Сов. геол., № 2, 1944.

Нехорошев В. П. Закономерности распределения рудных месторождений Алтая. Сов. геол., № 29, 1947.

Нехорошев В. П. Тектоника и металлогения Алтая и Калбы. 1949.

Никольский А. П. и Великая Н. Н. О медно-пирротиновом оруденении на Алтае. Матер. ВСЕГЕИ Полезные ископаемые, сб. 3, 1946.

Никольский А. П. Гранитоиды Алтая. Сов. геол., № 31, 1948.

Семенов А. И. Зоны редкометального оруденения в Северо-Восточном Казахстане. Докл. АН СССР, т. L, 1945.

Тимофеев К. Н. Массивно-кристаллические породы Алтая. Тр. Геол. ком., нов. сер., вып. 157, 1923.

Тимофеев К. И. Массивно-кристаллические породы Калбинского хребта. Тр. ВГРО, вып. 257, 1934.

Яговкин И. С. Коренное и россыпное золото Прииртышья. Сб. Большой Алтай, т. I, 1934.

Г. С. Лабазин

ОБЩИЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ, МАГМАТИЗМ И МИНЕРАЛЬНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

ПОЛОЖЕНИЕ И СХЕМА ТЕКТОНИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ РЕГИОНА

Западная Сибирь представляет собой северо-западную часть Азии. Она расположена к северу от Казахстана и ограничивается с востока примерно меридианом осевой части Кузнецкого Ала-Тау.

По особенностям геологического устройства в составе этого региона четко обособляются две его части: а) Западно-Сибирская низменность и б) юго-восточная горная его часть, представленная Салаиром, Кузнецким Ала-Тау, северной (Сибирской) частью Алтая и располагающимися здесь же межгорной Кузнецкой каменноугольной котловиной и так называемой Томь-Колыванской зоной.

Западно-Сибирская низменность является, как известно, областью сплошного (за исключением предгорных ее частей) развития кайнозойских и мезозойских отложений, лишенных проявлений магматизма и связанного с ним оруденения.

Юго-восточную часть Западной Сибири занимают палеозойские и частью, возможно, допалеозойские отложения, сильно нарушенные складчатыми и разрывными дислокациями и прорванные многочисленными интрузиями различных возрастных комплексов, сопровождающимися весьма разнообразной эндогенной минерализацией.

По общему количеству и масштабам известных эндогенных и экзогенных месторождений полезных ископаемых эта часть Западной Сибири принадлежит, как известно, к группе важнейших областей Советского Союза.

На общем геологическом плане Сибири она вырисовывается как широкая область взаимоперехода между крупными каледонской (Приенисейской) и варисской (Приобской) зонами складчатости Сибири, что находит свое отражение и в особенностях внутренней ее тектоники.

По характеру складчатой структуры она представляется в виде трех крупных, закономерно располагающихся разновозрастных зон складчатости, дополняемых додевонской платформенной структурой Кузбасса.

Зону более древних складчатых структур, являющуюся одновременно и областью развития более древних интрузивных образований, здесь составляют Кузнецкий Ала-Тау и северо-восточная часть Горного Алтая, сформированные как складчатые комплексы в основном в каледонское и частью, возможно, в более древнее время.

Северо-восточная часть Горного Алтая, наряду с указанным, является областью сопряжения меридиональных структур Кузнецкого Ала-Тау

и широтных структур Западного Саяна, что обусловливает повышенную сложность внутренней тектонической структуры этой части Горного Алтая.

Юго-западная часть Горного Алтая и Салаир представляют зону проявления достаточно интенсивных варисских складчатых движений, наложившихся на складчатые структуры каледонского тектогенеза, проявленного здесь, как и каледонские интрузии, в общем значительно слабее, чем в располагающихся восточнее областях Кузнецкого Ала-Тау и северо-восточной части Горного Алтая.

Область сопряжения структур Салаира и Горного Алтая занята в основном рыхлыми отложениями Бийско-Барнаульской впадины, оформившейся как четкая депрессионная структура, видимо, лишь в третичное и послетретичное время.

Рудный Алтай и Томь-Колыванская зона входят в состав собственно варисской складчатой зоны Западной Сибири, являющейся составным элементом крупной Обь-Зайсанской варисской складчатой зоны, широко развитой на территории Казахстана и оформившейся на месте бывшей варисской геосинклинали и ее восточной шельфовой области.

Кузнецкая каменноугольная котловина в общем геологическом плане Западной Сибири вырисовывается в виде своеобразной крупной структуры данного региона, существенно усложняющей схему его строения и частью явно резко влиявшей на формирование основных складчатых его элементов. По своей природе эта угленосная структура Западной Сибири представляется крупной додевонской платформой (частью каледонской или, может быть, более древней складчатой зоны), претерпевшей глубокое погружение в верхнем палеозое и являвшейся в это время по своей мобильности и интенсивности осадконакопления близко подобной типичной геосинклинали. Наибольшим погружением данная платформа характеризовалась в западной своей части, что обусловливало повышенную подвижность области сопряжения ее с Салаиром, отразившуюся в образовании в этой области крупных верхнепалеозойских дизъюнктивных нарушений или в возникновении крупных смещений по плоскостям существовавших более древних разрывов.

Наличие крупных разрывных нарушений является характерным и для многих других частей или районов рассматриваемого региона, в особенности для областей взаимоперехода разновозрастных зон складчатости и их сопряжений со структурами Кузбасса. Внутреннее строение этих частей региона, кроме того, сильно осложняется системами многочисленных второстепенных разрывов и зон смятия.

Таковы особенности общей геологической позиции и основные черты внутренней тектонической структуры рассматриваемого региона, определяющие принятую разбивку на охарактеризованные далее геологические районы юго-восточной его части, в пределах которой сосредоточиваются все известные эндогенные месторождения и рудопроявления данного района.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И МИНЕРАЛЬНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ ОТДЕЛЬНЫХ РАЙОНОВ РЕГИОНА

КУЗНЕЦКИЙ АЛА-ТАУ

1. Кузнецкий Ала-Тау представляет собой северо-восточный отрог Алтая, располагающийся между Кузнецким бассейном и Минусинской котловиной и прослеживающийся в направлении, близком к меридиональному, на протяжении около 400 км.

Северная часть этого хребта, располагающаяся к северу от р. Мрас-Су, выделяется под названием Мариинской тайги, а остальная часть известна под названием Горной Шории.

В структурно-тектоническом отношении Кузнецкий Ала-Тау рассматривается как сложный антиклинорий, сильно сжатый в средней своей части, в области схождения структур Мариинской тайги и Горной Шории. От Кузнецкого каменноугольного бассейна на большей своей части он отчленен системой крупных разрывов, а от южной части Салаира — узкой зоной Ненинско-Чумышского грабена, являющегося продолжением южной части Кузбасса. Обособленность хребта от смежных частей Западного Саяна подчеркивается наличием узкого грабена с северо-восточным простиранием в верховьях р. Абакана.

В геологическом составе хребта резко преобладают сильно дислоцированные нижнепалеозойские отложения и породы различных интрузий, представленных несколькими возрастными комплексами.

Стратиграфия более древних толщ хребта (как и для других районов Западной Сибири) освещена еще весьма слабо, и по вопросу о возрасте этих толщ и времени проявления отдельных интрузий еще далеко не достигнуто полного согласия.

В основу проводимой далее характеристики стратиграфического разреза и принятой схемы расчленения интрузивов положены данные геологического листа N—45 и пояснительной к нему записки [1]. При характеристике рудных образований хребта, кроме литературных и фондовых материалов, учтены результаты личного обследования автором месторождений Горной Шории в 1941 и 1947—1948 гг.

2. Наибо́лее древними, предположительно верхнеархейскими образованиями Кузнецкого Ала-Тау считаются гнейсы Томского массива (находящегося между рр. Томь и Мрас-Су), прорванные интрузией протерозойских (?) гранитов. В составе этих древних образований отмечается присутствие гранато-ставролитовых гнейсов и разностей гнейсов, существенно состоящих из плагиоклаза, калиевого полевого шпата, кварца, амфибола и биотита.

Протерозойские отложения хребта, согласно имеющимся данным, различным по степени достоверности, представлены мраморизованными эффузивно-осадочными образованиями (конжинская формация), развитыми по окраинам Томского массива, и толщами кремнисто-карбонатных пород, распространенными на площадях Горной Шории. Протерозойский возраст приписывается также особо выделяемой толще хлоритовых и серицито-хлоритовых сланцев с пачками мраморов и кварцитов бассейна верхнего течения р. Мрас-Су и толще амфиболитовых сланцев, графитистых кварцитов и мраморов района р. Нижней Терси.

К нижнекембрийским образованиям хребта относится толща кристаллических известняков и измененных серых и черных (углистых) сланцев, а также толща черных и темносерых сероводородных известняков, доломитов и кварцитов (район Горной Шории, по К. В. Радугину — протерозойские сибирская и кабырзинская формации).

На опубликованном геологическом листе N—45 нижнекембрийские толщи отдельно не выделены, а включены в состав нерасчлененных нижнекембрийских и протерозойских образований, занимающих в общей сложности около половины территории Горной Шории и значительные площади Мариинской тайги.

Среднекембрийские отложения представлены на территории хребта толщами археоциатовых известняков и толщами измененных осадочно-эффузивных образований. В общем составе осадочно-эффузивных толщ резко преобладают покровные порфириты, диабазовые породы, спилиты и пластующиеся с ними туфы и туффиты. В отдельных местах в составе этих толщ существенно возрастает роль сланцев, граувакковых песчаников и известняков. В бассейне р. Кондомы наряду с зеленокаменными

---

[1] А. Л. Додин и В. И. Яворский. Геологическая карта СССР м. 1 : 1 000 000. Объяснительная записка к листу N—45 (Сталинск), 1947.

эффузивами в них развиты бурокрасные конгломераты и песчаники (мундыбашская формация, по К. В. Радугину). В центральных районах хребта в нижней части толщи обособляется красноцветная туфоосадочная свита, представленная туфоконгломератами, туфопесчаниками и известняками.

Отложения верхнего кембрия отмечаются в северо-западной части хребта, где образованием этого времени считается пестрая известняково-грауваккo-сланцевая толща, чаще состоящая из известняков и глинистых, кремнисто-глинистых, известняково-глинистых или кремнистых сланцев, местами переходящих в яшмы. В Горной Шории верхнекембрийский возраст приписывается толще конгломератов, песчаников, сланцев и известняков (на геологическом листе N—45 эта толща на территории Горной Шории не выделяется).

Комплекс слабо распространенных нижнесилурийских образований северо-западной части хребта составляют эффузивные порфириты, порфиры, туфы этих пород, грауваккoвые песчаники, сланцы и конгломераты, выделяемые под названием пестроцветной толщи силура (районы рр. Большой Кундат, Большой Кожух, Чебула, Маганкова).

В средней части Кузнецкого Ала-Тау отложения этого возраста представлены кислой вулканогенной толщей, существенно состоящей из фиолетовых порфиров, порфиритов и их туфов, прослеживающихся узкой прерывистой полосой в окраинной прикузбасской части хребта. В Горной Шории этот же возраст приписывается толще известковистых и аркозовых песчаников и черных сланцев (амзасская формация, по К. В. Радугину) и толще перемежаемости песчаников, конгломератов и известняков (алгаинская толща, по К. В. Радугину).

Верхнесилурийские отложения отмечаются только в северо-восточных районах хребта, где они представлены (по Д. В. Никитину [1]) пирокластической толщей, существенно сложенной порфиритами, диабазами, мелафирами, спилитами и туфами пород этого же состава [2].

Более достоверными нижнедевонскими образованиями хребта считаются эффузивно-осадочные абаканская и качинская свиты, выделяемые в составе восточного его склона.

Среднедевонский возраст приписывается так называемой тельбесской эффузивно-осадочной формации хребта, подразделяемой в основном на нижнюю и верхнюю толщи. Первая из этих толщ существенно состоит из конгломератов, красноцветных и пестрых песчаников, фельзитовых порфиров и фельзитов. В сложении верхней среднедевонской толщи преобладают порфириты, сопровождающиеся туфами, песчаниками и конгломератами.

В Горной Шории к более высоким частям разреза среднего девона считаются принадлежащими: а) антроповская толща красноцветных песчаников, конгломератов, сланцев и порфиритов; б) абрамовская толща красноцветных песчаников, конгломератов, спилитов, альбитофиров и их туфов и в) ортонская мергелисто-глинистая толща.

Осадки верхнего девона представлены на территории хребта красноцветной толщей глинистых песчаников и мергелей с известняками в нижней ее части.

В общем составе средних частей хребта девонские отложения пользуются ограниченным распространением и встречаются обычно только небольшими пятнами среди полей более древних образований.

---

[1] Д. В. Никитин. Геологическое строение и полезные ископаемые северо-западной части Кузнецкого Ала-Тау. Труды ЦНИГРИ, вып. 124, 1940.

[2] На листе N — 45, в отличие от пояснительной к нему записки, верхнесилурийские отложения указываются, видимо ошибочно, в средней части хребта, где они описываются как нижнесилурийские. Описанные же в пояснительной записке верхнесилурийские отложения на листе, наоборот, не показаны.

В некоторых отдельных местах хребта отмечаются обрывки угленосных отложений карбона, представленных (судя по отчетным данным Западно-Сибирского геологического управления) песчаниками, аргиллитами, мергелями и конгломератами.

На юго-западном склоне южной части хребта отмечается присутствие остатков рыхлых глинисто-песчанистых образований мезозойского времени.

В третичный (?) период палеозойские и допалеозойские породы хребта подверглись воздействию интенсивных процессов поверхностного выветривания, приведших в южных его районах к появлению скоплений лимонитов и марганцевых руд на выходах древних толщ кремнисто-карбонатного состава.

3. Интрузивные породы на территории Кузнецкого Ала-Тау пользуются, как указывалось ранее, широким распространением и представлены несколькими возрастными комплексами. К комплексу древнейших докембрийских образований хребта относятся (по А. Л. Додину): а) гнейсовидные диориты и амфиболиты Тебинской интрузии; б) более молодые по времени появления породы сложного Томского гнейсо-гранитного плутона и в) гранит-аплиты хребта Тыдан северной половины Кузнецкого Ала-Тау.

Кембрийский (верхнекембрийский) возраст приписывается А. Л. Додиным ультраосновной интрузии Саланского массива центральной части Кузнецкого Ала-Тау, представленной габбро-диоритами, пироксенитами, горнблендитами и серпентинитами [1], взаимно связанными постепенными переходами. Образованиями этого же возраста здесь считается, кроме того, ряд мелких массивов ультраосновных пород других частей хребта.

Широко распространенные каледонские интрузивы на геологическом листе N—45 подразделяются на две возрастные группы, выделяемые под названием интрузивов нижнекаледонского (древнекаледонского) и верхнекаледонского (юнокаледонского) комплексов [2].

К образованиям нижнекаледонского времени относятся многие массивы разных частей хребта, сложенные гранитами, сиенитами гранодиоритами, сменяющимися в периферических частях массивов диоритами, габбро-диоритами и горнблендитами; к этому же комплексу причисляются многочисленные, чаще небольшие по размерам тела диоритов, габбро-диоритов и монцонитов, возникшие, как предполагается, до появления нижнекаледнских интрузивов более кислого состава.

Верхнекаледонский возраст на листе N—45 приписывается крупному Ортонскому гранитному массиву, находящемуся в верхнем течении рр. Ортон и Изаса, и крупному штоку красноватых порфировидных гранитов района Мрасских порогов, располагающемуся выше впадения р. Ташелги.

Образованиями этого же возраста, согласно данным листа N—45, условно считаются:

а) крупный батолитовидный Тыгер-Тышский гранитный плутон, прослеживающийся в юго-восточном направлении на протяжении 50 км от р. Усу на севере и до р. Томи на юге;

б) Пустагский граносиенитовый плутон [3] и ряд других, большей

---

[1] В материалах Западно-Сибирского геологического управления кембрийский возраст приписывается, кроме того, Верхне-Кондомскому массиву гранитов, Верхне-Мрасскому массиву гранитов, сиенитов и гранодиоритов и Сынзасскому массиву пород основного состава. На листе N — 45 первый из этих массивов считается юнокаледонским, а остальные два — древнекаледонскими.

[2] В. К. Монич в своей работе 1945 г. «О составе некоторых магматических формаций Западной Сибири» (Вопросы геологии Сибири, т. I, 1945) эти же интрузивы описывает как кембрийские или более древние образования.

[3] На листе N—45, в отличие от пояснительной к нему записки, Пустагский массив ошибочно отнесен к нижнекаледонскому (древнекаледонскому) комплексу.

частью мелких, гранитных интрузивов Горной Шории и Мариинской тайги;

в) небольшие тела щелочных и нефелиновых сиенитов северной половины хребта (на горах Пестрой, Чирлых-Гол, Дедовой и др.);

г) тела так называемой Патынской габбровой интрузии, представленные Патынским и, по данным Западно-Сибирского геологического управления, Культапшинским и Узасским небольшими массивами, характеризующимися (судя по Патынскому массиву) развитием пироксенитов и полосатых оливиновых и авгитовых габбро, местами сменяющихся щелочными гранитами и нефелиновыми сиенитами.

Внедрение верхнекаледонских гранитов и гранитоидов происходило, как полагает А. Л. Додин, на границе силура и девона, а внедрение щелочных и нефелиновых сиенитов основной Патынской интрузии, согласно его же данным, имело место в низах среднего девона.

Более молодая интрузия Кузнецкого Ала-Тау известна под названием «Тельбесской», представленной межформационными залежами и дайкообразными телами, наиболее распространенными породами которых являются, повидимому, граниты, адамеллиты, пегматоидные граниты и кварцевые сиениты. В центральных частях этих интрузивов преобладают розово-красные порфировидные граниты, а в периферических их частях отмечается наличие разностей пород, аналогичных эффузивным фельзитам и порфирам.

На общей геологической карте кряжа проявления Тельбесской интрузии представляются в основном сосредоточенными в полосе мощных разрывов периферической прикузбасской его части, являющейся, как известно, областью локализации многочисленных месторождений и рудопроявлений железа, находящихся частью непосредственно в контактах интрузивных массивов и частью в некотором удалении от этих последних.

По времени возникновения Тельбесские интрузивы считаются образованиями среднедевонского возраста, появившимися между эйфельским и живетским ярусами этого отдела девона. Существующие суждения по этому вопросу вместе с тем не исключают возможности предположения о их принадлежности к породам верхнесилурийского возраста.

Достоверные варисские интрузивные образования на территории Кузнецкого Ала-Тау не известны.

4. В истории формирования тектонической структуры Кузнецкого Ала-Тау первые интенсивные движения более четко фиксируются начиная с верхней половины среднего кембрия, т. е. со времени салаирской фазы складчатости. В последующее время хребет был вовлечен в сферу энергичных, пульсационно проявлявшихся каледонских складчатых движений, наиболее интенсивными из которых являлись, вероятно, подвижки между нижним и верхним силуром и между силуром и девоном. В среднем девоне палеозойские толщи хребта подверглись дополнительному воздействию тельбесской фазы тектогенеза, выразившемуся в существенной мере, вероятно, в виде дизъюнктивных нарушений, контролировавших распределение рудоносных Тельбесских интрузивов.

Варисские тектонические движения проявились в области хребта главным образом в образовании и подновлении уже существовавших разрывов и, в частности, в формировании крупных дизъюнктивных нарушений периферической прикузбасской части Кузнецкого Ала-Тау.

5. В общем комплексе многочисленных эндогенных рудных образований Кузнецкого Ала-Тау важнейшее значение, как известно, имеют контактово-метасоматические месторождения железа и кварцево-золоторудные жилы. Первые из этих месторождений составляют основную группу рудных образований Горной Шории, а вторые являются главными рудными объектами Мариинской тайги.

Подавляющее большинство железорудных месторождений хребта приурочивается к зонам крупных разрывов, сопровождающихся в руд-

ных полях полосами смятых и рассланцованных пород, шириной, судя по имеющимся данным, от 2—3 до 8—10 *км* или несколько более.

В контурах таких зон нарушений эти месторождения представляются в основном сконцентрированными в отдельные группы, главные из которых известны под названием Кондомской, Тельбесской или Темир-Тауской и Казской групп железорудных месторождений Горной Шории. В более восточных районах этой же южной половины хребта находятся Тазовская, Хомутовская и Федоровская группы небольших месторождений и рудопроявлений железа, а к средней части хребта, к области выклинивания крупного Тельбесского массива, приурочивается группа более интересных по размерам так называемых Ташелгинских месторождений железа. Севернее этих месторождений располагаются Бельсинско-Амзасская и Терсинская группы, а в самой северной прикузбасской части хребта находится немногочисленная группа мелких Ольгинских месторождений и рудопроявлений железа.

В общей сложности на территории рассматриваемого восточного склона Кузнецкого Ала-Тау на настоящее время зарегистрировано (согласно данным регистрационной карты полезных ископаемых Березовской экспедиции) 69 магнетитовых и гематито-магнетитовых месторождений и рудопроявлений, из которых 44 приходятся на долю Горной Шории, а остальные — на долю средней и крайней северной частей хребта.

Существенной общей особенностью состава более изученных главных месторождений Горной Шории (Темир-Тауского, Шалымского, Шерегешевского и др.) является повышенное содержание в них сульфидов, представленных в данном случае пирротином, пиритом, сфалеритом, арсенопиритом, халькопиритом, галенитом, борнитом, блеклой рудой и, местами, молибденитом.

Руды некоторых из этих месторождений характеризуются наличием заметной примеси кобальта. В составе руд Темир-Тауского месторождения отмечается присутствие никелина и маухерита (Ni_3As_2 или Ni_4As_3), а в рудах Шерегешевского месторождения установлено наличие пентландита. В качестве жильных компонентов в составе месторождений в тех или иных количествах принимают участие: эпидот, хлорит, диопсид, геденбергит, амфибол, гранат, биотит, сфен, кварц, карбонаты, флюорит и апатит.

Имеющиеся сведения о составе слабо изученных мелких железорудных месторождений Горной Шории, по существу, ограничиваются указаниями о наличии в них скарнов, магнетита, гематита, пирита и халькопирита.

В составе месторождений средней и северной частей хребта отмечаются магнетит, гематит, эпидот, хлорит, диопсид, гранат, слюда, пирит, халькопирит и пирротин.

В генетическом отношении месторождения считаются связанными с интрузивами тельбесского комплекса, появившимися, как указывалось, скорее всего в среднедевонское время.

Некоторые из второстепенных железорудных месторождений и, в частности, мелкие магнетитовые рудопроявления Тазовской и Хомутовской групп Горной Шории, судя по их положению, возможно, являются образованиями, возникшими в связи с появлением граносиенитовых интрузивов верхнекаледонского возраста.

К. В. Радугин в последних своих работах месторождениям Кондомской группы Горной Шории приписывает кембрийский возраст, что представляется, однако, мало правдоподобным в связи с общей однотипностью главных месторождений Горной Шории и с установленной принадлежностью месторождений Тельбесской группы к образованиям значительно более позднего времени.

Золоторудные месторождения Мариинской тайги пространственно тесно ассоциируют с диференцированными интрузивами нижнекаледонского комплекса и рассматриваются как образования, генетически родственные этим последним.

В общем минеральном составе этих месторождений принимают участие: пирит, арсенопирит, галенит, молибденит, сфалерит, халькопирит, пирротин, блеклая руда, гематит, самородное золото, кварц, карбонаты, хлорит, серицит и, местами, полевые шпаты, магнетит, шеелит, турмалин или флюорит, сурьмяный блеск, киноварь, марказит и буланжерит.

В карбонатно-кварцевых жилах Старо-Берикульского, Комсомольского и Центрального месторождений отмечаются проявления никелевого и кобальтового оруденения в виде никелина, хлоантита, раммельсбергита, герсдорфита, шмальтина и аннабергита, относящиеся, повидимому, к дополнительным стадиям процесса оруденения.

Некоторые исследователи подразделяют золоторудные жилы Мариинской тайги на две группы или формации, для одной из которых они считают характерным присутствие в составе руд золота, мышьяка и молибдена, а для другой — золота, мышьяка и меди.

Кроме золоторудных жил и контактово-метасоматических месторождений железа, на территории северной половины Кузнецкого Ала-Тау известны:

а) слабые, недостаточно ясного типа проявления никелевого оруденения (месторождения Амзасские № 1 и № 2 и Черное Озеро), ассоциирующие, повидимому, с верхнекембрийскими гипербазитами;

б) единичные проявления жильного или метасоматического молибденового и медно-молибденового оруденения (месторождения Богожуюльское, Климовский ключ, Нижний Адулат, Израсское) на площадях с выходами нижнекаледонских интрузивов и в областях проявления верхнекаледонских интрузий;

в) проявления слабой касситеритовой минерализации (месторождения Гавриловские № 1 и № 2) в районе выходов каледонской граносиенитовой интрузии;

г) проявления жильного или метасоматического шеелитового и золото-шеелитового оруденения (месторождения Гороховское, Окуневское, Кундатское, Забытое), в генетическом отношении, вероятно, близкие главным золоторудным месторождениям Мариинской тайги;

д) несколько пунктов с проявлениями медного и полиметаллического оруденения (полиметаллические месторождения: Гусев Ключ, Ивановское, Федотов Ключ, Саензасское, рч. Топчуль, Верхний Касс, Левая Крестовка; медные месторождения: Медянка, Главный Прииск, Кибрасс Верхний, Макаровское, Арншевская Заимка, Санотюлковский Поселок, Резин Ключ);

е) проявления медно-мышьякового оруденения (месторождение Макаровское);

ж) проявления низкотемпературного киноварного оруденения в полосе крупных разрывных нарушений прикузбасской части хребта (месторождение Пезасское).

В южной части Мариинской тайги зарегистрированы проявления титаномагнетитовой минерализации (месторождения Водопадное, Северная Речка, Икчельбак) и рудопроявления хромита (Туманный Ключ, Средняя Калба), ассоциирующие, повидимому, с кембрийскими гипербазитами и частью возможно (месторождение Водопадное), с породами диоритовой интрузии нижнекаледонского возраста.

В составе отмеченных выше никелевых рудопроявлений из рудных минералов фиксированы только пирит, пирротин и хромит. Наличие в них никеля известно, повидимому, лишь по данным химических анализов, согласно которым никель и кобальт имеются в виде примеси

в рудах участка Черное Озеро (по материалам Западно-Сибирского геологического управления).

Минеральный комплекс известных молибденовых и медно-молибденовых рудопроявлений представлен молибденитом, халькопиритом и кварцем, а зарегистрированных рудопроявлений олова — касситеритом, пиритом, кварцем, серицитом и цирконом (?).

Вольфрамовые и золото-вольфрамовые рудопроявления характеризуются частью (месторождения Гороховское и Окуневское) присутствием шеелита, пирита, золота, кварца и турмалина, частью (месторождение Забытое) наличием шеелита, пирита, галенита, халькопирита, сфалерита, блеклой руды, золота, кварца и кальцита и частью (месторождение Кундатское) содержанием в рудах шеелита, пирита, арсенопирита, сурьмяного блеска, золота и киновари.

В составе известных мелких полиметаллических и медных рудопроявлений отмечаются: пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, арсенопирит, золото, кварц и кальцит.

В ртутном Пезасском месторождении фиксируются киноварь, пирит и карбонаты (?), а в медно-мышьяковом Макаровском рудопроявлении — арсенопирит, пирит и халькопирит.

Наиболее распространенными гидротермальными рудными образованиями Горной Шории являются мелкие жильные и метасоматические месторождения и рудопроявления с медным и полиметаллическим оруденением. В значительной своей части эти месторождения приурочиваются к площадям развития нерасчлененных отложений среднего и нижнего девона или пространственно тяготеют к контактово-метасоматическим месторождениям железа, что является указанием на генетическую общность этих образований и на их возникновение после отложения нижнедевонской толщи района.

В общем составе медных месторождений этой части хребта обычно отмечаются только халькопирит, пирит, гематит, малахит, азурит и, изредка, самородное золото и медь. В полиметаллических рудопроявлениях района фиксируется присутствие галенита, халькопирита, пирита, сфалерита, кварца, а в единичных случаях — наличие магнетита, пирротина, шеелита, флюорита, барита, золота или отдельных из этих минералов. Общий состав многих зарегистрированных мелких полиметаллических и медных рудопроявлений района остается недостаточно ясным.

Группу других, менее многочисленных известных гидротермальных рудных образований Горной Шории составляют:

а) золоторудные жилы (месторождения Кочуринское, Джел-Сайское, Мало-Кондомское, Мрасинское, Ак-Мрасское, Спасское и др.);

б) проявления касситеритовой минерализации (месторождения Нижне-Прокопьевское, Чернореченское);

в) проявления шеелитового оруденения (месторождение Северо-Канзасское);

г) проявления мышьяковой минерализации (месторождение Банный Ключ).

В отдельных пунктах района зарегистрированы, кроме того, проявления слабого молибденового оруденения (месторождения Левый Ортон, Сынзасское, Айзы-Газовское), слабые проявления никелевого оруденения (месторождение Сеглебирское) и проявления платины в ассоциации с пиритом и халькопиритом. В основных породах Патынского массива и в этого же состава (?) породах двух других массивов района отмечается наличие скоплений титаномагнетита частью с примесью ванадия (месторождения Патынское, Культайга, Базасское).

Некоторые золоторудные жилы района (месторождения Ак-Мрасское и Тебеченское) характеризуются наличием в своем составе шеелита. В других золоторудных жилах (месторождение Джел-Сайское) отме-

чается присутствие гематита и арсенопирита, а в составе Кочуринской золоторудной жилы фиксируется наличие барита.

Минеральный комплекс оловянных рудопроявлений района представлен касситеритом, пиритом, ильменитом, халькопиритом, арсенопиритом, рутилом и турмалином.

Известные проявления вольфрамового оруденения, как и на территории Мариинской тайги, представлены шеелитом, встречающимся здесь в ассоциации с борнитом и халькопиритом.

Экзогенные минеральные образования северной половины Кузнецкого Ала-Тау представлены осадочными месторождениями марганца, скоплениями сферосидеритов в прикузбасской части хребта и в общем многочисленными проявлениями в россыпях касситерита, киновари, шеелита, платины и циркона. К средней части хребта приурочивается Усинское марганцевое месторождение, залегающее в карбонатной среднекембрийской толще. В тектонических блоках верхнепалеозойских отложений средней прикузбасской части кряжа отмечен каменный уголь.

В районах Горной Шории на выходах древней кремнисто-карбонатной толщи известны многочисленные мелкие скопления марганцевых руд и лимонитов, являющихся здесь в основном, повидимому, продуктами выветривания третичного времени. На территории этой части хребта имеются месторождения огнеупорных глин и кварцитов, а в составе россыпей, как и на территории Мариинской тайги, здесь также нередко отмечается присутствие касситерита и киновари.

АЛТАЙ

Западно-Сибирская часть Алтая представляет обширную горную область, юго-западная часть которой, располагающаяся к юго-западу от мощного Таловско-Убинского надвига, выделяется под названием Рудного Алтая, а остальная бóльшая часть известна под названием Горного Алтая. По особенностям своего геологического строения и истории формирования эта большая часть Алтая в свою очередь может быть подразделена на Северо-Восточный Горный Алтай и Юго-Западный Горный Алтай, границу между которыми целесообразно провести по северо-восточному борту Чуйско-Ануйского синклинория, примерно по линии, проходящей на севере восточнее Белокурихинского вольфрамового месторождения и на юге — несколько западнее Чаган-Узунского ртутного месторождения. Такое принятое нами расчленение Горного Алтая согласуется с общей схемой тектонической структуры Западной Сибири, базирующейся на имеющихся данных о времени формирования складчатых структур и возрасте более распространенных интрузивных образований различных частей этого региона.

Северо-Восточный Горный Алтай

1. Северо-Восточный Горный Алтай в варианте принятого нами расчленения Горного Алтая представляется продолжением к юго-востоку структур Кузнецкого Ала-Тау и одновременно областью стыка этих структур со структурами Западного Саяна. Структура Кузнецкого Ала-Тау в этой сложной области начинает более четко обособляться лишь вблизи Телецкого озера или несколько севернее его.

Наряду с указанным, по характеру всей складчатой своей структуры Северо-Восточный Горный Алтай рассматривается как крупный погружающийся к юго-востоку антиклинорий с осью, проходящей примерно между рр. Катунью и Чулышманом [1]. По времени формирования эта крупная структура Алтая представляется каледонской складчатой зоной,

[1] В. А. Кузнецов, А. И. Семенов (под общей редакцией В. П. Нехорошева). Геологическая карта СССР м. 1 : 1 000 000. Объяснительная записка к листу М—45 (Ойрот-Тура), 1947.

возможно, лишь слабо подновленной складчатыми движениями варисского тектогенеза. Строение данной складчатой зоны, в особенности в области ее сопряжения с Чуйско-Ануйским синклинорием Юго-Западного Горного Алтая, сильно осложнено радиального типа послеварисскими смещениями по разрывам, заложившимся, вероятно, в значительно более раннее время.

2. В геологическом составе Северо-Восточного Горного Алтая, как и в составе южной части Кузнецкого Ала-Тау, большую роль играют древние, частью, возможно, докембрийские толщи (толща метаморфических сланцев, боротальская формация кремнисто-карбонатных пород, древняя порфиритовая толща), сложенные кристаллическими известняками, силицилитами, кварцево-хлоритовыми, кварцево-альбито-хлоритовыми, существенно эпидотовыми и тому подобными сланцами, филлитизированными черными углистыми сланцами (входящими в состав боротальской формации), гнейсами, амфиболитами, биотитовыми и гранато-биотитовыми сланцами, а также измененными порфиритами, песчаниками и породами туфового происхождения.

К более достоверно датируемым кембрийским (нижне- и среднекембрийским) образованиям здесь относятся толщи массивных и слоистых известняков с подчиненными им глинистыми сланцами, песчаниками и горизонтами кремней, а также толщи осадочно-пирогенного состава (большенинская, ыныргинская и другие толщи), в сложении которых принимают участие измененные порфириты, песчаники, сланцы, туфы, аргиллиты, конгломераты и редкие слои известняков.

Нижнесилурийские и (частью) нерасчлененные нижне- и верхнесилурийские отложения района представлены главным образом песчано-глинистыми толщами (тремадокскими (?) — западноалтайской, зеленофиолетовой, пестроцветной и другими толщами) с тонкими горизонтами известняков, с конгломератами и с редкими телами эффузивов, а также толщами бурых, лиловых, серых или зелено-серых известковистых песчаников и мергелисто-глинистых сланцев с прослоями мергелистых известняков [лебедская и байгольская свиты S_1—S_2(?)].

В составе слабо распространенных верхнесилурийских образований района выделяются лудлоуские, уинлокские и предположительно лландоверские отложения, представленные эпиконтинентальными красноцветными толщами песчаников, конгломератов, филлитов и туфогенных пород, толщами мергелей и песчаников с линзами и горизонтами известняков и толщей (лудлоуской) известняков с подчиненными горизонтами сланцев и песчаников.

В комплексе известных на небольших площадях (главным образом в областях, ближайших к Чуйско-Ануйскому синклинорию) среднедевонских отложений принимают участие глинистые сланцы, песчаники, ленточные фельзиты, альбитофиры и конгломераты, местами с линзами известняков.

В зонах крупных дизъюнктивных нарушений района имеются небольшие блоки верхнепалеозойских отложений, в составе которых отмечаются глинистые сланцы, песчаники, конгломераты и маломощные пласты каменного угля.

В южной части района известны небольшие пятна палеогеновых отложений, состоящих из конгломератов, тонкослоистых глин и аргиллитов с пластами бурого угля.

3. Интрузивные образования Северо-Восточного Горного Алтая представлены в основном массивами каледонских гранитов, гранодиоритов и диоритов, а также крупными массивами биотитовых, иногда порфировидных, гнейсовидных гранитоидов неопределенного, возможно кембрийского или докембрийского, возраста.

В долине р. Бии (в северной части района) в полях развития кембрия известны тела гнейсовидных габбро-диоритов неясного возраста.

В пространственной связи со среднекембрийскими толщами в районе нередко отмечаются проявления предположительно кембрийской ультраосновной интрузии, представленные породами типа гарцбургита, лерцолита или пироксенита.

Более распространенные каледонские интрузивы гранитного и гранодиоритового и диоритового состава, как полагают исследователи Алтая, появились после отложения в районе толщ верхнего силура. В общем составе этих интрузий в подчиненных количествах присутствуют габбро и горнблендиты.

В северо-западной части района выделяется несколько небольших тел тельбесских (среднедевонских) адамеллитов, гранодиоритов и диоритов, аналогичных этого состава Тельбесским интрузивам Горной Шории.

Довольно многочисленные мелкие тела гранитов разных частей района условно относятся к комплексу верхневарисских порфировидных гранитов.

4. Комплекс известных немногочисленных и в общем слабо изученных эндогенных минеральных образований Северо-Восточного Горного Алтая составляют: гидротермальные кобальтовые месторождения (Аттургольское и Тельданское), среднетемпературные медные месторождения (Чибитское, Красные Горки, Барди и др.), проявления этого же типа сульфидно-флюоритовой минерализации (месторождение Сара-Кокшинское), низкотемпературные киноварные месторождения, ассоциирующие с крупными зонами нарушений (месторождения Ак-Таш, Чаган-Узун, Чибекульское, Красные Горки), проявления гидротермального свинцового, молибденового и сурьмяного оруденения в зонах крупных разрезов и проявления карбонатно-кварцево-гематитового оруденения в восточной части района.

В северных частях района отмечается (в материалах Западно-Сибирского геологического управления) наличие признаков магнетитового оруденения, генетически частью, возможно, близкого к этого же состава оруденению Горной Шории. В шлихах из районов, тяготеющих к Западному Саяну, как указывается в материалах Западно-Сибирского геологического управления, установлено присутствие самородного серебра.

В крайней северо-западной части района известно контактово-метасоматического типа месторождение кианитов (Чаустинское).

Минеральный комплекс известных медно-кобальтовых месторождений района представлен: кобальтином, пиритом, халькопиритом, арсенопиритом, баритом, кварцем, кальцитом, сидеритом и вторичными эритрином и скородитом. В Тельденском месторождении отмечается присутствие ильменита, биотита, хлорита и турмалина. В ртутных месторождениях наряду с киноварью в небольших количествах имеются: сурьмяный блеск, халькопирит, пирит, реальгар и аурипигмент.

В составе руд медных месторождений района отмечаются: халькопирит, пирит, гематит, борнит, халькозин, кварц, кальцит и карбонаты меди. Проявления сульфидно-флюоритовой минерализации характеризуются *наличием флюорита, кварца, пирита и халькопирита.*

В мышьяково-сурьмяном Ак-Бажинском месторождении, по положению ближайшем к кобальтовым рудопроявлениям района, отмечается наличие арсенопирита, сурьмяного блеска, халькопирита, пирротина, кварца, серицита и хлорита.

Генетические соотношения гидротермальных месторождений района и их связь с проявляющимися интрузивными образованиями недостаточно ясны.

Ртутные, сурьмяные и свинцовые месторождения и рудопроявления крупных зон дизъюнктивных нарушений имеют, вероятно, варисский или, возможно, более молодой возраст. Медно-кобальтовые месторождения района приурочиваются к небольшому массиву предположительно тельбесских гранитов и условно могут считаться поэтому образованиями

тельбесского времени, что гармонирует с имеющимися данными о вероятном возрасте медно-кобальтовых месторождений Тувы и Западного Саяна.

Юго-Западный Горный Алтай

1. В общей структуре Западной Сибири эта часть Алтая представляется областью проявления варисских движений, наложившихся на сравнительно пологие складчатые структуры каледонского тектогенеза. Основными складчатыми структурами района являются погружающийся к северо-западу Чуйско-Ануйский синклинорий и располагающийся к юго-западу от этого синклинория крупный Халзунско-Катунский антиклинорий, резко расширяющийся в юго-восточной своей части. Область Халзунско-Катунского антиклинория является в Горном Алтае областью широкого развития верхневарисских порфировидных гранитов и, одновременно, территорией, наиболее интересной в отношении редкометального оруденения.

Крайняя юго-восточная часть района по общей геологической своей позиции может рассматриваться непосредственным продолжением депрессионной рудоносной структуры Тувы, являющейся особо интересной в связи с наличием в ней крупных месторождений с пестрым флюоритобарито-карбонато-гематитовым оруденением. В более северных частях района эта рудоносная структура Тувы, повидимому, находит себе продолжение в виде осевой зоны Чуйско-Ануйского синклинория, одной из ветвей которой здесь может считаться менее четко оформленная структурная депрессия верховьев р. Чарыша.

2. Наиболее древним, возможно докембрийским, образованием Юго-Западного Горного Алтая является метаморфическая толща, занимающая небольшие площади в центральной части района и существенно состоящая из кварцево-хлоритовых, кварцево-альбито-хлоритовых и актинолито-карбонато-хлоритовых сланцев, слюдистых кварцитов и, местами, амфиболитов и гнейсов.

В северной части района у р. Сарасы отмечается присутствие черных силицилитов, возможно также являющихся породами докембрийской (или среднекембрийской) толщи.

Небольшие площади левобережья р. Катуни в северной части района занимают эффузивные и эффузивно-осадочные образования среднего и частью, возможно, нижнего кембрия.

Верхнекембрийских отложений на территории района, как и в других частях Алтая, не известно.

В составе широко распространенных нижне- и верхнесилурийских толщ района развиты песчано-сланцевые образования с количественно им подчиненными конгломератами, туфогенными породами, эффузивами и известняками. Присутствие известняков в общем более характерно для верхнесилурийских толщ, прослеживающихся в осевой части Чуйско-Ануйского синклинория непрерывной полосою шириной примерно от 20 до 60 км.

В северо-западной части Чуйско-Ануйской депрессии выделяются нижнедевонские отложения, представленные толщей песчаников и сланцев с линзами известковистых конгломератов, с туфами и с покровными телами порфиритов.

В разных частях района, особенно у границы с Северо-Восточным Горным Алтаем, распространены толщи среднего девона, сложенные частью эффузивно-осадочными образованиями (фельзитами, кварцевыми кератофирами, туфами, туфоконгломератами, черными сланцами, серыми песчаниками, мергелями, известняками) и частью породами нормально-осадочного происхождения (песчаниками, сланцами, конгломератами, коралловыми известняками).

В срединных областях района известны разобщенные небольшие пятна отложений верхнего девона, являющихся самыми молодыми палеозойскими осадочными образованиями Юго-Западного Горного Алтая. *В составе этих более молодых отложений здесь принимают участие* известняки, мергели, песчаники, туфы и покровы мелафиров.

3. Варисские интрузивные породы Юго-Западного Горного Алтая, судя по имеющимся данным, являются образованиями трех возрастных комплексов.

К нижневарисскому или так называемому «саурскому» комплексу условно относится несколько небольших массивов гранодиоритов Колыванского района, в составе которых отмечается также присутствие диоритов, биотитовых гранитов и гибридных монцонитов. Породы массивов слабо хлоритизированы, эпидотизированы и цоизитизированы. В областях экзоконтакта интрузивов наблюдаются биотитовые роговики с магнетитом и альбититы (?), сменяющиеся в удалении от интрузий узловатыми метаморфическими сланцами и эпидотизированными и хлоритизированными породами.

Некоторые небольшие и в общем немногочисленные массивы адамеллитов и плагиогранитов северо-западной части района считаются образованиями более молодого — змеиногорского комплекса. В участке Белокурихинских месторождений в составе интрузивов этого комплекса отмечаются биотитовые и биотито-роговообманковые гранодиориты, опдалиты, кварцевые диориты и граниты.

Главную массу интрузивных тел Юго-Западного Горного Алтая слагают порфировидные биотитовые граниты верхневарисского, так называемого калбинского комплекса интрузивов Алтая. По своему составу интрузивы этого комплекса в общем весьма однообразны, что является характерной их особенностью по отношению к интрузивам змеиногорского комплекса. Адамеллиты, гранодиориты и диориты в составе этих интрузивов пользуются весьма ограниченным распространением, а более основные разности пород в них, видимо, совсем не известны. Порфировидные граниты нередко сопровождаются обильными проявлениями кварцевых жил, аплитов и пегматитов, что является второй отличительной особенностью интрузивов калбинского комплекса Алтая. Жильные дериваты интрузии местами проявляются, кроме того, в виде гранит-порфиров, кварцевых порфиров, фельзит-порфиров, диорит-порфиров и микропегматитовых гранитов.

Породы эндоконтакта интрузивов обычно представлены роговиками (биотитовыми, биотито-кордиеритовыми или амфиболовыми) или, реже, превращены в инъекционные гнейсы.

Верхнепалеозойская интрузивная деятельность привела к появлению в Юго-Западном Горном Алтае, кроме того, небольших редких тел габбро и гипербазитов, отмеченных, в частности, километрах в 40 к юго-востоку от Черновинского вольфрамового месторождения, невдалеке от границы с Рудным Алтаем. По времени возникновения эти породы, как полагают исследователи Алтая, являются образованиями несколько более древними, чем интрузивы змеиногорского комплекса.

Отдельным небольшим массивам адамеллитов, гранодиоритов и диоритов северо-восточной части Юго-Западного Горного Алтая (площадей, располагающихся между р. Катунью и верховьем р. Ануя) условно приписывается тельбесский возраст, а некоторые небольшие и в общем также немногочисленные массивы гранитов различных частей южной половины района считаются образованиями каледонского времени.

Тельбесские интрузивы района по общему своему составу представляются почти аналогичными интрузивам этого же возраста Горной Шории, особо интересным по генетической их связи с контактово-метасоматическими месторождениями железа.

4. Основную группу наиболее распространенных и практически более интересных рудных образований Юго-Западного Горного Алтая, как известно, составляют высокотемпературные жильные месторождения с вольфрамовым, молибдено-вольфрамовым или молибденовым оруденением (месторождения Калгутинское, Чиндагатуйское, Кок-Кульское, Белокурихинское и многие другие). Эти месторождения нередко характеризуются повышенной примесью меди, висмута или одного из этих металлов и приурочиваются в общем почти повсеместно к областям эндо- или экзоконтакта верхневарисских порфировидных гранитов. Это само по себе указывает на большую генетическую их близость к этим, а не к каким-либо другим варисским интрузиям.

В крайней северо-западной части полосы Юго-Западного Горного Алтая достаточно четко обособляется район локализации многочисленных мелких жильных и, реже, метасоматических полиметаллических и медных или существенно медных месторождений и рудопроявлений (Чарышско-Ануйская и Колыванская группы месторождений), по минеральному составу в общем близких к сульфидным залежам Рудного Алтая и отличающихся от этих последних, по существу, лишь обычно повышенным содержанием в них меди и преимущественной их принадлежностью, в отличие от месторождений Рудного Алтая, к группе образований трещинно-жильного типа.

В этой же части Юго-Западного Горного Алтая имеются проявления медного (месторождения Белорецкие № 6 и № 7, Ханхоринские № 1, 2, 3, Мингалевское, Бердюжинское), гематито-магнетитового (месторождения Белорецкое, Ханкоринское (Ченетинское), Тупчихинское, Колманское, Покровское, Коргонское) и полиметаллического (месторождение Барсуковское) оруденения в скарнах в зонах контакта варисских гранитов, недостаточно ясных в отношении их принадлежности к тому или иному комплексу интрузивов Алтая.

В пегматитах и в зонах грейзенизации порфировидных гранитов отмечаются проявления бериллов (Тигирецкое месторождение).

В нескольких местах района известны проявления варисского или, может быть, более молодого низкотемпературного сурьмяного (месторождения Березовское и Большереченское) и киноварного (месторождение Сарасинское) оруденения, приурочивающиеся, повидимому, к зонам более крупных разрывных нарушений. В самой крайней предстепной северо-западной части района зарегистрировано наличие скоплений озерно-болотных марганцевых руд с примесью кобальта (месторождение Ново-Фирсовское).

Общий минеральный комплекс более распространенных и часто взаимно связанных переходами молибдено-вольфрамовых, вольфрамо-молибденовых и молибденовых месторождений и рудопроявлений района составляют: вольфрамит, молибденит, шеелит, висмутовый блеск, самородный висмут, айкинит, пирит, халькопирит, кварц, флюорит, мусковит, полевой шпат, турмалин и берилл. В ряде случаев в этих месторождениях отмечаются, кроме того, арсенопирит, сфалерит, галенит, гематит, магнетит, марказит, актинолит, рутил, карбонаты и в одном случае (в Плотбищенском месторождении молибдена) самородное золото.

Дополнительными минеральными компонентами Тигирецкого месторождения берилла являются: полевой шпат, кварц, ильменит, рутил, турмалин, флюорит, биотит, мусковит и пирит, т. е. минералы того же комплекса (за исключением биотита и ильменита), какой характерен для молибдено-вольфрамовых месторождений района, нередко также, как указывалось, характеризующихся присутствием в них берилла.

В контактово-метасоматических железных месторождениях района, кроме главных их компонентов, представленных магнетитом и гематитом, отмечаются пирит, халькопирит, пирротин, ковеллин, халькозин, малахит и лимонит.

Минеральный комплекс сурьмяных месторождений здесь составляют: сурьмяный блеск, халькопирит, пирит, арсенопирит, реальгар, аурипигмент, ковеллин, халькозин, кварц и карбонаты.

Для первичных руд полиметаллических и медных месторождений района, судя по имеющимся в общем весьма отрывочным данным, характерно присутствие в варьирующих количествах галенита, халькопирита, пирита, сфалерита, блеклых руд, самородного золота, кварца, карбонатов и барита. В некоторых из этих месторождений отмечается наличие гематита, арсенопирита и магнетита (или отдельных из этих минералов).

Имеющиеся данные о составе многих мелких медных месторождений ограничиваются указаниями на присутствие в них тех или иных соединений меди.

Химическими анализами как в полиметаллических, так и в медных рудах обычно или нередко фиксируется наличие примеси серебра и золота. Руды Богоявленского медного месторождения содержат небольшую примесь кобальта и никеля (вероятно, за счет блеклых руд). Присутствие примеси кобальта отмечается также в рудах медного Бобровниковского месторождения района. В рудах Черново-Реченского месторождения фиксировано наличие примеси висмута.

В существующих представлениях о металлогении Алтая полиметаллические и медные месторождения северо-западной части Горного Алтая объединяются в одну генетическую группу с полиметаллическими залежами Рудного Алтая и многими исследователями этих месторождений (Н. Н. Курек, Н. А. Елиссевым и др.) считаются генетически связанными с интрузивами змеиногорского комплекса, появившимися до внедрения порфировидных слюдяных гранитов. Наличие проявлений сульфидной минерализации в редкометальных месторождениях Горного Алтая, а также приуроченность некоторых сульфидных рудопроявлений к контактам порфировидных гранитов (месторождения Белорецкое, Бердюжинское, Мингалевское и др.) могут рассматриваться как указания на разновозрастность мелких сульфидных месторождений Алтая и свидетельствовать о возможности наличия в комплексе мелких сульфидных месторождений северо-западной части Горного Алтая и образований, возникших после появления порфировидных гранитов.

Рудный Алтай

1. В структурно-тектоническом отношении Рудный Алтай представляет варисский комплекс, возникший на месте бортовой шельфовой части бывшей Обь-Зайсанской геосинклинали.

Важнейшим элементом тектонической структуры Рудного Алтая являются две крупные зоны смятия, прослеживающиеся на всем пространстве о. Кулундинской степи на северо-западе до государственной границы на юго-востоке и являющиеся геологическими северо-восточной и юго-западной (Прииртышская зона) границами полосы локализации более интересных полиметаллических месторождений Алтая.

2. В геологическом составе Рудного Алтая наибольшую роль играют в общем спокойно дислоцированные осадочно-эффузивные толщи среднего и верхнего девона и тела варисских гранитоидов.

Девонские толщи здесь в основном сложены кислыми эффузивами (кварцевыми кератофирами, ленточными порфирами и пр.) и перемежающимися с ними туфами и туфогенными породами. В комплексе нормальных осадочных образований этих толщ принимают участие известняки, песчаники и глинистые сланцы.

Существенно меньшим распространением пользуются в Рудном Алтае нижнесилурийские отложения, представленные главным образом хлорито-серицитовыми и хлорито-эпидотовыми разностями сланцев, происшедшими за счет песчаников, глинистых сланцев и конгломератов.

Небольшие площади района занимают выходы толщи нижнего карбона, сложенной в нижней своей части глинистыми сланцами, в средней — маломощными слоями известняков, а в верху — осадками песчано-сланцевого состава.

3. В общем комплексе широко распространенных интрузивных образований района наибольшую роль играют адамеллиты и плагиограниты, относимые, вместе с генетическими с ними связанными породами другого состава, к змеиногорскому комплексу интрузивов, слагающих здесь крупный так называемый Алейский массив, занимающий значительную долю западносибирской части Рудного Алтая.

По времени своего возникновения породы этой интрузии, как полагает Н. А. Елисеев [1], являются образованиями нескольких фаз сложного интрузивного процесса. Более ранними породами Змеиногорской интрузии считаются оливиновые габбро-нориты, габбро-нориты и кварцевые габбро-нориты. К следующей ее фазе относятся гранодиориты, тоналиты, кварцевые диориты и диориты. Третью группу еще более молодых ее образований составляют весьма широко распространенные в Рудном Алтае адамеллиты, плагиограниты, трондъемиты и нормальные граниты.

В северо-восточной части района выделяется массив (Саввушинский) слюдяных порфировидных гранитов, по составу аналогичных этого же типа гранитам калбинского комплекса Горного Алтая.

Небольшие тела порфировидных гранитов имеются юго-западнее Золотушинского месторождения и, повидимому, также и в других частях Рудного Алтая, на что указывает наличие здесь редких редкометальных рудопроявлений, пространственно на Алтае обычно тесно ассоциирующих с выходами порфировидных гранитов.

4. Главнейшую группу рудных образований района составляют, как известно, среднетемпературные полиметаллические месторождения, представленные здесь частью линзообразными или пластовыми залежами (месторождения Змеиногорское, Петровское, Лазурское, Золотушинское и др.) и частью жильными телами (месторождения Черепановское, Карамышевское и др.) существенно баритового или существенно кварцевого состава.

На территории района зарегистрировано, кроме того, несколько мелких рудопроявлений с медным или существенно медным оруденением и ряд пунктов с проявлениями слабой редкометальной молибдено-вольфрамовой, оловянно-вольфрамовой или оловянной минерализации. В предгорной северной части района известно небольшое месторождение (Кузнецовское) с кобальто-марганцевыми рудами с примесью меди и цинка, являющееся, повидимому, сульфидным образованием в скарнах, глубоко переработанным процессами поверхностного выветривания.

Полиметаллические месторождения района концентрируются в основном в трех их группах, выделяемых под названием Западной, Змеиногорской и Лазурской, включающих, как указывает Н. Н. Курек [2], в общей сложности более 125—150 рудных образований [3].

Главными и более распространенными второстепенными минералами полиметаллических месторождений района, как и в этого типа месторождениях Горного Алтая, являются: сфалерит, пирит, галенит, халькопирит, блеклые руды, барит, кварц, карбонаты, серицит и хлорит. В небольших количествах или в виде редких проявлений в них, кроме того, здесь отмечаются: пирротин, арсенопирит, марказит, вурцит, энаргит,

---

[1] Н. А. Елисеев. Петрография Рудного Алтая и Калбы. Петрография СССР, вып. 5, 1938.

[2] Н. Н. Курек. Полиметаллические месторождения Алтайского края. «Геология СССР», т. XIV, 1948.

[3] На регистрационной карте полезных ископаемых, составленной Березовской экспедицией, на территории западносибирской части Рудного Алтая указано всего около 70 в общем более интересных месторождений этой части Алтая.

стефанит, кубанит, калаверит, глаукодот, гессит, алтаит, самородное золото, электрум, гематит, магнетит, альбит, мусковит, биотит и пирофиллит.

В составе слабо изученных мелких медных рудопроявлений нередко отмечается лишь наличие медных соединений и серебра; в других случаях в них фиксируются халькопирит, пирит, гематит, сфалерит, галенит и магнетит. По общему качественному составу минерализации эти месторождения частью являются, вероятно, аналогичными полиметаллическим месторождениям района.

Известные рудопроявления с редкометальной минерализацией сосредоточиваются в основном в западной части района (в окрестностях Золотушинского и Локтевского полиметаллических месторождений) на площадях, тяготеющих к Калбинскому редкометальному поясу Алтая.

Общий минеральный комплекс этих рудопроявлений, судя по данным Западно-Сибирского геологического управления, представлен вольфрамитом, шеелитом, касситеритом, молибденитом, бериллом, висмутином, халькопиритом, пиритом, кварцем, флюоритом и турмалином.

В генетическом отношении редкометальные рудопроявления связаны, вероятно, с гранитами калбинского комплекса и частью, возможно, с поздними интрузиями змеиногорского комплекса.

В вопросе о характере взаимосвязи с интрузивными породами полиметаллических месторождений Алтая до сих пор согласованных суждений не существует. Одни из геологов считают эти месторождения генетически тесно связанными с варисскими интрузивными кварцевыми порфирами, не расчленяя при этом интрузивы Алтая на отдельные возрастные комплексы (важнейшее значение в их представлении придается особенностям тектонических движений в областях становления гранитов).

Другие исследователи также полагают, что полиметаллические месторождения тесно связаны с интрузивными кварцевыми порфирами, но считают, что эти рудоносные кварцевые порфиры являются в данном случае образованиями змеиногорского комплекса интрузивов, появившимися ранее порфировидных гранитов Калбы и Горного Алтая. М. А. Усов приписывает интрузивным кварцевым порфирам и полиметаллическим месторождениям Алтая киммерийский возраст и считает их, таким образом, не связанными с интрузиями варисских гранитов. В. П. Нехорошев полагает, что непосредственным источником для рудоносных растворов, отложивших полиметаллические руды, являлись относительно глубокие магматические очаги, общие для интрузивов калбинского и змеиногорского комплексов, рассматриваемых им как разновременные образования одного и того же длительного, пульсационно проявлявшегося магматического процесса. Следует, наконец, отметить, что А. П. Никольский в последнее время высказывает суждение о большой роли на Алтае состава пород, вмещающих активные интрузии, в определении характера рудной минерализации. Такие суждения А. П. Никольского представляются не соответствующими устанавливающейся однотипности полиметаллической минерализации Алтая (и Салаира), а также устойчивости характера оруденения в крупных полиметаллических рудных телах в вертикальном направлении.

САЛАИР

1. Салаир является крайней северо-восточной ветвью Алтае-Саянской горной системы, протягивающейся в виде пологой дуги, обращенной выпуклостью к северо-востоку, вдоль западного края Кузбасса на пространстве от р. Бии на юго-востоке и почти до р. Ини на северо-западе, т. е. на протяжении около 300 *км*. На юго-востоке Салаир орографически сочленяется с Горной Шорией, а на северо-западе и юго-западе, постепенно снижаясь, сливается с Западно-Сибирской низменностью.

2. В общем геологическом составе Салаира наибольшим распространением пользуются нижнепалеозойские и предположительно более древние алюмосиликатные породы нормально-осадочного и туфогенного происхождения с подчиненными им туфами и эффузивами кислого и среднего состава. Роль карбонатных пород здесь существенно возрастает только в полях развития мощной известняковой толщи Cm_{1-2} и некоторых, по составу частью также существенно карбонатных, толщ девона и верхнего силура.

Наиболее древним образованием кряжа представляется предположительно протерозойская кремнисто-карбонатная толща, сложенная в основном мраморизованными известняками, кварцитами и графитистыми разностями сланцев. Вероятными стратиграфическими аналогами этой толщи могут рассматриваться сходные с ней по составу древние толщи Горного Алтая и южных частей Кузнецкого Ала-Тау.

Значительные площади южной половины кряжа занимают нерасчлененные, преимущественно алюмосиликатного состава толщи кембрия и протерозоя, выделяемые под названиями древней порфиритовой толщи и аламбайской и боудинской формаций. К комплексу этих же более древних нерасчлененных образований здесь относится также толща кристаллических сланцев (амфиболитов, гнейсов, актинолито-цоизитовых пород и др.), в действительности, возможно, представляющая участки пород древней порфиритовой толщи, сильно измененных в местах проявления древней интрузии габбро-диоритового состава.

Самой нижней палеонтологически датирующейся толщей разреза Салаира служит мощная свита археоциатовых известняков Cm_{1-2}, более широко распространенная только на площадях северо-восточного склона северной половины кряжа. Выше этой свиты на Салаире располагается мощная толща эффузивно-осадочных пород среднего кембрия, подразделяемая на верхнюю и нижнюю эффузивно-осадочные свиты, существенно разнящиеся по составу развитых в них эффузивных образований.

Палеонтологически охарактеризованные отложения верхнего кембрия известны на Салаире только в отдельных местах северо-восточного его склона, где они представлены известняками, находящимися в недостаточно ясных соотношениях с другими толщами кряжа. Верхнекембрийскими образованиями условно считается, кроме того, ряд существенно карбонатных или карбонатно-песчаниковых толщ северной половины кряжа (истокская, валовская, егорьевская и др.).

Комплекс широко распространенных силурийских толщ кряжа представлен отложениями всех ярусов от тремадокского до даунтонского включительно. Нижнесилурийские толщи здесь обычно слагаются полевошпатовыми или известковистыми песчаниками, глинистыми сланцами и конгломератами, а в составе верхнесилурийских отложений, кроме этих пород, распространены известняки и отмечается присутствие порфиритовых туфов, туфогенных пород и эффузивных кварцевых и бескварцевых кератофиров.

Девонские породы более широко развиты на территории пологого юго-западного склона и в областях предгорных структур кряжа, относимых к Кузбассу и Томь-Колыванской зоне.

Палеонтологически датирующиеся нижнедевонские отложения Салаира представлены пачкой брекчиевидных или массивных жединских известняков с песчаниками и глинистыми сланцами, а в нижней части пачки, кроме того, с конгломератами, диаспоро-шамозитовыми сланцами и диаспоровыми бокситами (в Бердском районе).

В эйфельское время среднего девона на Салаире считается возникшей «березовская» песчано-сланцевая толща с прослоями известняков и с горизонтом диаспоровых бокситов, а живетский возраст здесь приписывается темносерой или черной песчано-сланцевой толще кряжа.

К комплексу нерасчлененных среднедевонских образований на Салаире относятся: толща эффузивно-осадочных пород северо-западной части кряжа, существенно эффузивная по составу толща южных его районов и, кроме того, существенно известняковые и конгломерато-песчанико-сланцевые толщи северо-восточных предгорьев кряжа.

Верхнедевонскими образованиями района считаются: толща известняков и красноцветных аргиллитов, песчаников и конгломератов южной части кряжа, песчано-сланцевая толща района среднего течения р. Тогула и толща мергелистых известняков и красно-бурых и пестроцветных песчанистых глинистых сланцев северо-западной оконечной части кряжа.

Комплекс достоверных более молодых палеозойских пород Салаира ограничивается нижнекарбоновыми известняками и песчаниками, известными в депрессионных структурах северной его части и, в виде небольших останцов, в верховьях р. Тогула.

В предгорных частях кряжа отмечаются останцы нижнеюрской конгломератовой толщи и пятна рыхлых отложений мелового и предположительно третичного времени.

Палеозойские породы на Салаире прикрыты почти сплошным покровом рыхлых четвертичных образований, представленных лёссовидными суглинками, глинами, песками, галечниками и образованиями делювиального типа.

3. Интрузивные породы в составе Салаира имеют резко подчиненное значение и занимают в общей сложности лишь небольшую долю его территории. Представлены эти породы несколькими возрастными комплексами, датирующимися с различной достоверностью и частью весьма условно.

Наиболее древний комплекс интрузивов здесь, вероятно, составляют породы древней габбро-диоритовой интрузии (гранодиориты, кварцевые диориты, амфиболиты, горнблендиты, пироксениты) и породы гипербазитовой интрузии (главным образом серпентиниты за счет пироксенитов) южной части кряжа, относимые нами условно к «кембро-протерозою».

В кембрийское время на Салаире появились силлевые и дайковые тела пород кислого состава, пространственно и генетически в основном тесно связанные с экструзивными образованиями среднекембрийских толщ и только в редких случаях особо выделяемые в составе этих последних.

Известные достоверные представители каледонских интрузий Салаира ограничиваются проявлениями олигоклазито-нордмаркитовых пород в участке горы Барсук, где этого состава породы прорывают лландоверскую черносланцевую толщу, а в виде галек встречаются среди лудлоуских конгломератов.

Девонскими интрузивными образованиями в различных частях кряжа условно считаются дайковые полевошпатовые и авгитовые порфириты, фельзитовые и трахитовые кератофиры (альбитофиры), а также роговообманковые диабазы.

Группу наиболее распространенных интрузивных пород кряжа составляют недостаточно ясные по возрасту (скорее всего верхнепалеозойские) габбро-диабазы и варисские граниты и адамеллиты.

Габбро-диабазовые породы проявляются на Салаире в общем весьма широко, но исключительно в виде небольших тел, нередко четко контролируемых зонами продольных и поперечных тектонических нарушений, возникших частью явно в варисское время.

Варисские граниты и адамеллиты являются характерными интрузивными образованиями пологого юго-западного склона кряжа и северной его части, где они наблюдаются в виде межформационных штоковых тел, прорывающих толщи среднедевонского и нижнекарбонового возраста.

Адамеллитовые тела кряжа слагаются в общем однообразными разностями биотито-роговообманковых, биотитовых и мусковито-биотитовых

адамеллитов, а в составе обособленно располагающихся гранитных интрузивов распространены лейкократовые граниты, сопровождающиеся гранодиоритами, кварцевыми диоритами, а в периферических частях массивов, кроме того, диоритами, анортозитами и плагиоклазовыми породами типа ондалитов.

Верхняя возрастная граница гранитов северной части кряжа с определенностью устанавливается по налеганию здесь на тела этих пород нижнеюрских конгломератов.

4. В структурно-тектоническом отношении Салаир представляется в виде резко асимметричного антиклинория или сложной складчатоглыбовой структуры, заметно погружающейся в северо-западном направлении и отчлененной системой крупных разрывов от сопредельных с ним Кузбасса, Томь-Колыванской зоны и южной части Кузнецкого Ала-Тау. В направлении к югу складчатые структуры кряжа продолжаются в область Юго-Западного Горного Алтая, сопрягающегося, в свою очередь, со структурами южной части Кузнецкого Ала-Тау.

Основным элементом внутренней структуры кряжа являются различные по масштабу складки, ориентированные вдоль его простирания и чаще имеющие характер брахиструктур различного поперечного профиля в зависимости от их положения в общей структуре кряжа.

Строение складчатого комплекса сильно осложнено продольными и, в меньшей мере, поперечными разрывами, особо сильно сказавшимися на характере структуры прикузбасской части северной половины кряжа, где главный фронтальный разрыв имеет наибольшую амплитуду смещения (приводит в непосредственное соприкосновение толщи Cm_{1-2} и D_1) и сопровождается многочисленными крупными и мелкими дополнительными нарушениями. Интенсивно нарушенной разрывами представляется также область сопряжения Салаира с Томь-Колыванской складчатой зоной, где тектонические нарушения происходили по системам взаимно сопряженных трещин северо-восточного — томь-колыванского и северо-западного — салаирского направлений.

По своей общей геологической позиции эта вторая область преимущественной локализации разрывных нарушений представляется продолжением зоны разрывов и смятия Рудного Алтая и, одновременно, близким аналогом прикузбасской зоны разрывов Салаира, вырисовывающейся, в свою очередь, в общем плане структур Сибири как крупная ветвь всей в целом Салаиро-Алтайской зоны разрывных нарушений.

В общей длительной истории формирования тектонической структуры Салаира достаточно четко отмечаются проявления нескольких фаз тектогенеза. Более сильные движения фиксируются здесь на границе между кембрием и силуром, между нижним силуром и верхним силуром и в период времени между нижним карбоном и нижней юрой.

Тектонические движения этих более четко проявившихся фаз тектогенеза здесь дополнялись или предварялись значительно ослабленными и частью, вероятно, не повсеместно проявлявшимися движениями на границе между средним и верхним кембрием, до и после аренига, на границе между лландейлем и карадоком, до и после отложения уинлокской толщи, перед нижним девоном, перед отложением эйфельских образований среднего девона и, наконец, перед отложением толщ нижнего карбона.

Общая интенсивность проявлявшихся каледонских и более древних движений остается недостаточно ясной. Имеющиеся данные указывают на то, что к концу тельбесского тектогенеза структура кряжа характеризовалась еще относительной простотой и существенно усложнилась, особенно в северной половине кряжа, лишь под воздействием значительно более мощных верхнепалеозойских движений. Такое представление близко гармонирует, в частности, с исключительной слабостью проявления в области кряжа достоверных доварисских интрузий.

В варисское время на Салаире, наряду с крупными нарушениями, возникли многочисленные местные зоны смятия, являвшиеся в прикузбасской части кряжа структурами особо благоприятными для локализации эндогенных рудных образований.

Послеварисские тектонические движения носили в области кряжа в основном, вероятно, характер многократных эпейрогенических колебаний, не сопровождающихся значительными смещениями по зонам палеозойских разрывов, о чем свидетельствует перекрытие в северной части кряжа главного фронтального разрыва существенно не дислоцированными отложениями нижней юры.

5. Палеозойская тектоно-магматическая деятельность привела к возникновению на Салаире многочисленных эндогенных месторождений полезных ископаемых, в общем разнообразных как по составу, так и по практическому значению.

Главную группу этого типа образований кряжа составляют метасоматические обычно линзообразные залежи с полиметаллическим и пиритово-полиметаллическим оруденением. Другие второстепенные эндогенные минеральные образования кряжа представлены многочисленными мелкими жильного типа полиметаллическими, медными и золоторудными месторождениями и рудопроявлениями, метасоматическими или недостаточно ясными практически пиритовыми рудопроявлениями, несколькими небольшими месторождениями с гематитовой, ртутно-гематитовой, ртутной или флюоритовой минерализацией, проявлениями контактового типа диаспоро-корундовой минерализации, несколькими не вполне ясными по происхождению месторождениями марганца и единичными небольшими скоплениями магнетитовых и хромитовых руд, первые из которых отмечаются здесь в контактах с габбро-диабазами и варисскими гранитами, а вторые — в телах пород ультраосновного состава.

В общем геологическом плане Салаира подавляющее большинство известных эндогенных рудных образований (127, или около 80% от количества зарегистрированных рудных тел и пунктов рудопроявлений с полиметаллическим, медным и пиритовым оруденением) и в том числе все более интересные полиметаллические, пиритово-полиметаллические, а также все гематитовые и ртутно-гематитовые рудные тела представляются приуроченными к периферическим Прикузбасской и Томь-Колыванской областям кряжа, где они располагаются несколькими разобщенными группами, известными под названием (в порядке с юга на север) Мало-Юрманской, Салаирских рудников, Буймовско-Пестеревской, Урской, Тарсьминской, Средне-Бердской и Огнево-Заимской.

Мелкие золоторудные жилы отмечаются на Салаире в ряде его районов (в районах Салаирских рудников, Егорьевском, Урском и др.), обычно характеризующихся повышенным развитием габбро-диабазов.

Небольшое месторождение флюорита (Суенгинское) имеется в Суенгинском районе северной половины кряжа, где зарегистрировано также большое количество мелких жильных образований со слабым полиметаллическим или медным оруденением.

Проявления магнетитового оруденения отмечаются (в связи с диабазами) в одном пункте (у Буймовского месторождения) в районе Салаирских рудников и в двух пунктах северной части кряжа (в одном пункте в связи с габбро-диабазами и в другом пункте в связи с гранитами — Чемское месторождение).

Проявления практически пиритового оруденения установлены в Причумышском и Урском районах, а наличие небольшого тела хромитовых руд известно в гипербазитовых породах в южной части кряжа.

Метасоматические полиметаллические и пиритово-полиметаллические месторождения, составляющие главную группу рудных объектов кряжа, по общим геологическим условиям их нахождения, характеру изменения вмещающих пород, а также по морфологическим их особенностям и осо-

бенностям процесса их рудоотложения в общем весьма однообразны и представляются типичными гидротермальными метасоматическими образованиями, возникшими в среднетемпературных условиях.

Общий комплекс главных и второстепенных первичных рудных и жильных минералов полиметаллических руд обычно составляют: сфалерит, пирит, галенит, халькопирит, блеклая руда, барит, кварц и серицит. В качестве примеси в этих рудах или в боковых породах отмечаются самородное золото, электрум и фиксированные только единичными находками арсенопирит, энаргит и гематит. Дополнительными слабо распространенными жильными минералами их служат карбонаты, хлорит, гидротермальный альбит и флюорит, последний из которых встречается исключительно лишь в ничтожных количествах и в весьма редких случаях.

В составе пиритово-полиметаллических залежей практически повсеместно резко преобладает пирит, а все остальные минералы, за исключением сфалерита, присутствуют лишь в виде небольшой примеси. Общий комплекс таких первичных минералов-примесей здесь представлен халькопиритом, арсенопиритом, галенитом, блеклой рудой, пирротином, магнетитом и киноварью. Жильными минералами, как и в полиметаллических рудах, служат кварц, барит, серицит и слабо развитые карбонаты и хлорит.

Отложение полиметаллических и пиритово-полиметаллических руд происходило на Салаире, вероятно, в различные стадии или фазы одного и того же процесса оруденения, а не из одних и тех же порций рудоносных растворов, на что указывает нахождение здесь залежей того и другого состава в пространственно обособленных группах и отсутствие среди них образований переходного типа.

Проявление в контурах пиритово-полиметаллических месторождений киноварного оруденения обязано, очевидно, низкотемпературным растворам последних стадий процесса оруденения.

В определении местоположения метасоматических сульфидных залежей на Салаире важнейшую роль играли зоны дорудного смятия, возникшие в результате сравнительно небольших почти послойных движений.

Внутриминерализационные тектонические подвижки проявлены в месторождениях в общем весьма слабо. Характер соотношений рудных и жильных минералов месторождений также не указывает на сложность процесса рудоотложения.

Конечные стадии процесса оруденения выразились в возникновении в месторождениях редких карбонато-кварцевых рудных прожилков и, возможно, в привносе небольших дополнительных порций пирита.

По общему составу рудной и жильной минерализации, по особенностям морфологии, а также и по общей геологической своей позиции полиметаллические месторождения Салаира представляются близко сходными с этого же типа месторождениями Рудного Алтая и, как и эти последние, скорее всего также принадлежат к группе верхнепалеозойских, а не кембрийских (как полагают некоторые исследователи) образований Сибири.

Первоисточником рудоносных растворов на Салаире, как и на Алтае, служили, вероятно, магматические очаги, являвшиеся первоисточником и для варисских гранитов этих районов и располагавшиеся, как нам представляется (в согласии с суждениями В. П. Нехорошева в отношении месторождений Алтая), на относительно больших глубинах по отношению к областям нахождения известных полиметаллических рудных залежей.

В общем комплексе весьма слабо изученных мелких полиметаллических жильного типа рудопроявлений Салаира безусловно имеется боль-

шое количество образований, генетически близких сульфидному оруденению главного типа.

К комплексу варисских и предположительно генетически близких к основным рудным образованиям на Салаире представляются принадлежащими также пиритовые рудопроявления Причумышского района и гематитовые, ртутно-гематитовые, ртутные и флюоритовые образования других частей кряжа, возникшие частью явно после нижнего или *после среднего девона.*

Из сульфидных образований кряжа менее ясными в генетическом отношении являются известные пока только по архивным данным полиметаллического типа рудопроявления южных районов кряжа. Пространственная близость этих образований к рудным районам Горной Шории может вызывать предположение о их возникновении в тельбесское время. Золоторудные жилы кряжа генетически, вероятно, связаны с интрузией габбро-диабазов, появившихся скорее всего в верхнем палеозое, а не в силуре, как это считается рядом исследователей Салаира.

В общем минеральном составе слабо изученных мелких жильных полиметаллических месторождений и рудопроявлений Салаира в различных взаимных сочетаниях встречаются галенит, халькопирит, борнит, сфалерит, пирит, гематит (в виде примеси), малахит, азурит, церуссит, куприт, халькозин, ковеллин, кварц, карбонаты, альбит и барит.

В составе известных небольших кварцево-медных жил и гнездообразных скоплений кряжа отмечаются халькопирит, гематит, вторичные медные минералы, кварц, эпидот, альбит, карбонаты и, предположительно, барит.

Небольшие флюоритоносные жильные тела Суенгинского месторождения содержат, кроме флюорита, кварц, кальцит, анкерит, халькопирит, галенит и пирит.

Практически пиритовые линзообразные или недостаточно ясные по своей форме образования Салаира состоят из пирита и кварца обычно с небольшой примесью гематита, магнетита, серицита и, изредка, барита, халькопирита, блеклых руд. Отмеченное присутствие в этих месторождениях примеси магнетита и гематита указывает на их возникновение в несколько более высокотемпературных условиях, по сравнению с полиметаллическими залежами района.

Общей особенностью состава небольших гематитовых и киноварно-гематитовых месторождений кряжа, известных пока лишь в Юрманском *его районе, является присутствие в рудах этих месторождений постоян*ной и частью весьма повышенной примеси барита, отложившегося в данном случае из растворов в основном раньше гематита. Другие дополнительные гидротермальные минеральные компоненты этих месторождений представлены частью кварцем, карбонатами, пирофиллитом, хлоритом и пиритом и частью кварцем, карбонатами, каолинитом и (в месторождении Толсточихинском) флюоритом и киноварью. Общий минеральный состав, а также и структурные и текстурные особенности руд киноварно-барито-гематитовых месторождений достаточно четко указывают на относительную длительность и сложность — многостадийность процесса их формирования. Появление в этих месторождениях киновари (локализующейся в основном в самостоятельных контурах во вмещающих барито-гематитовые тела боковых породах) имело место *в заключительные самые низкотемпературные стадии процесса оруденения.*

Собственно киноварные рудные образования известны на Салаире лишь в виде одного небольшого так называемого Мавринского ртутного месторождения, располагающегося в осевой части северной оконечности кряжа. Общий минеральный комплекс этого месторождения представлен киноварью, кварцем, баритом, флюоритом, кальцитом, сидеритом, серицитом, пиритом, сфалеритом и гематитом. Киноварное оруденение

наблюдается в месторождении в виде небольших гнезд, прожилков и вкраплений в линзообразных телах вторичных кварцитов, секущихся в одном случае дайкой габбро-диабазов (?).

Кварцевые золоторудные жилы Салаира по общему минеральному их составу некоторыми исследователями расчленяются на две основные группы или формации с подразделением их, в свою очередь, еще на несколько подгрупп жильных образований.

Существенно карбонатные жильные образования они объединяют *под названием формации кварцево-карбонатных жил, выделяя в этой формации кварцево-карбонатные жилы с шеелитом и золотом*, кварцево-карбонатные жилы с баритом и флюоритом и собственно кварцево-карбонатные золоторудные жилы. Кроме минералов, указываемых в названиях этих жил, в них присутствуют еще халькопирит, блеклые руды, галенит, пирит, сфалерит, борнит, гематит и серицит. Карбонаты данных жил представлены анкеритом, сидеритом и кальцитом. Другую группу золоторудных образований кряжа, согласно их данным, составляют *кварцево-турмалиновые жилы, к которым они относят*: а) кварцево-турмалиновые жилы; б) кварцево-турмалиновые жилы с сульфидами и золотом; в) кварцево-хлоритовые жилы с золотом и г) кварцево-карбонатные жилы.

Общий минеральный комплекс жил этой формации представлен кварцем, турмалином, хлоритом, анкеритом, сидеритом, пиритом, халькопиритом, галенитом, сфалеритом, блеклой рудой, гематитом, самородным золотом, баритом и шеелитом.

Как дополнительную группу весьма широко распространенных, но не золотоносных жильных образований на Салаире выделяют жилы кварцево-эпидотовой формации, к которой относят: а) кварцево-эпидотовые жилы, нередко с альбитом и флюоритом; б) кварцево-эпидото-актинолитовые жилы с халькопиритом; в) кварцево-клиноцоизитовые жилы и г) кварцево-карбонатные жилы.

Комплекс дополнительных минералов этих жил, не упоминаемых в их названиях, составляют: гематит, пирит, халькопирит, гранат, апатит, сфен и серицит. По общему своему минеральному составу золоторудные жилы кряжа, как видно из приведенных данных, представляются довольно сложными образованиями, возникшими в среднетемпературных и частью в высокотемпературных условиях.

Следует отметить, что в общем близкими по составу к некоторым золоторудным жилам представляются карбонато-кварцевые рудные прожилки и линзочки последних стадий процесса оруденения, давшего главные метасоматические полиметаллические залежи Салаира.

Известные мелкие магнетитовые скопления Салаира являются контактово-метасоматическими образованиями, состоящими из магнетита, гематита, граната, кварца, тремолита и карбонатов.

Проявления диаспоро-корундовой минерализации отмечены на Салаире в зоне экзоконтакта обуховского массива адамеллитов юго-западного склона северной половины кряжа. По своей природе эти рудопроявления представляют метаморфизованные интрузией палеозойские бокситы или бокситоносные породы. Кроме диаспора и корунда, в этих метаморфизованных интрузией породах отмечаются магнетит, хлоритоиды, гидраргиллит, а в составе имеющихся прожилков — кварц, пирит и халькопирит.

В общем комплексе эндогенных месторождений кряжа имеются, как указывалось ранее, недостаточно ясные в отношении генезиса образования с марганцевым оруденением. Представлены эти образования небольшими гнездовыми Дурновским и Сосновским месторождениями северо-восточного склона кряжа. В составе первого из этих месторождений отмечаются: псиломелан, пиролюзит, вад, браунит, манганит, гематит, барит, кварц, серицит, пирит и примесь вторичных соединений меди,

свинца и цинка; руды другого месторождения состоят из кварца, марганцовистых силикатов (бустамита — родонита ?), пирита, гематита, вторичных марганцевых соединений и лимонита. Особенности состава и геологических условий нахождения месторождений могут указывать на их принадлежность к метаморфизованным гидротермальными растворами осадочным образованиям, позднее глубоко переработанным процессами поверхностного выветривания.

Группу более интересных экзогенных минеральных образований Салаира составляют:

а) месторождения нижнедевонских бокситов Верхне-Бердского района северной половины кряжа;

б) месторождения мезо-кайнозойских бокситов и огнеупорных глин разных частей кряжа;

в) карстового типа месторождения бурых железняков, более распространенные в окрестностях Салаирского рудника, в Урском и Вагановском районах и в районе сел. Томский завод на северо-восточном склоне кряжа;

г) проявления слабого никелевого и кобальтового оруденения в коре выветривания на гипербазитовых породах в южной части кряжа;

д) проявления фосфоритов в коре выветривания на выходах нижнедевонских отложений в южной половине кряжа.

Современные и древние речные долины кряжа характеризуются наличием многочисленных, обычно небольших россыпей золота, разработка которых началась здесь еще в тридцатых годах прошлого столетия.

ТОМЬ-КОЛЫВАНСКАЯ ЗОНА

1. В отличие от Салаира, Кузнецкого Ала-Тау и Алтая, Томь-Колыванская складчатая зона почти не находит себе отражения в особенностях рельефа Западной Сибири и четко вырисовывается лишь в общем плане геологических структур этого региона.

В структурно-тектоническом отношении она представляет собою сложный складчатый комплекс, ориентированный в северо-восточном направлении и ограничивающий с северо-запада Кузнецкую каменноугольную котловину и структуры Салаирского кряжа. По простиранию она прослеживается в общем на протяжении около 300 *км* — от района ее подхода к западным структурам северной части Кузнецкого Ала-Тау до района ст. Черепаново, ж. д. Новосибирск—Барнаул. В этом последнем районе геофизическими работами Западно-Сибирского геологического управления угленосные пермские (?) отложения прослежены в контуре Томь—Колыванской зоны на протяжении около 25—27 *км* к юго-западу от линии железной дороги, до окрестностей сел. Карасева (на 4—5 *км* далее к юго-западу от него), где они, видимо, выклиниваются, возможно в связи с общим вздыманием осей складчатых структур.

К северо-востоку и к юго-западу от указанных крайних районов, а также и к северо-западу на левом берегу р. Оби палеозойские структуры зоны полностью скрыты покровом мощных рыхлых образований Западно-Сибирской низменности и остаются пока не выявленными.

2. В общем геологическом составе зоны, судя по имеющимся данным, резко преобладают отложения девона и карбона. Возможно значительной является также роль отложений силура, представленных здесь частью породами (черными сланцами легостаевской толщи), внешне сходными с отложениями девона и карбона и трудно отчленяемыми от этих последних.

Кембрийские образования отмечаются здесь лишь в ядрах антиклинальных складок присалаирской части зоны. В составе синклинальных структур этой части зоны (в Горловском бассейне), как известно, при-

нимают участие угленосные отложения, относимые к пермской (?) балахонской свите.

Более древние кембрийские и предположительно кембрийские толщи зоны по своему составу, а также по стратиграфическому положению представляются аналогами верхней среднекембрийской толщи Салаирского кряжа.

Нижнюю часть этой толщи слагают в основном порфироиды, серицито-хлоритовые сланцы, измененные кварцевые и бескварцевые кератофиры, туфы этих пород и песчаники.

В составе верхней части толщи, относимой к среднему кембрию условно, более развиты (как и на Салаире) конгломераты, являющиеся продуктом размыва эффузивов и других пород этой же толщи, хлоритизированные песчаники и сланцы, миндалекаменные эффузивы и палеонтологически немые известняки.

Верхнекембрийские отложения на территории зоны не известны. В смежных частях Салаира образованием этого возраста условно считается мощная кинтерепская толща, сложенная мергелями, известняками, известковистыми и кварцево-полевошпатовыми песчаниками и (преимущественно в нижней части) конгломератами.

Среди силурийских образований зоны преобладают черные филлитовидные сланцы и существенно полевошпатовые или известковистые песчаники с подчиненными им конгломератами и прослоями известняков, объединяемые в общей их совокупности под названием легостаевской свиты, относимой предположительно к верхнему силуру.

Менее распространенные нижнесилурийские отложения зоны представлены тремадокской зелено-фиолетовой толщей песчаников, конгломератов и зеленых, фиолетовых или сизых сланцев. В виде отдельных разобщенных пятен эти отложения прослеживаются в районе горы Камень, а также в присалаирской части зоны.

Нижнедевонские отложения на территории зоны не установлены.

В составе среднедевонских толщ района выделяются эйфельская «соколиногорская» свита рифовых известняков и черных сланцев и живетские бугутакская и филихинская свиты, первая из которых сложена эффузивными кварцевыми и бескварцевыми кератофирами, порфиритами, кластическими дериватами этих пород и сланцами, песчаниками и известняками, а вторая (филихинская) состоит из серых сланцев, песчаников и известняков.

Верхнедевонские и нерасчлененные верхнедевонские и нижнекарбоновые отложения района представлены толщей черных филлитовидных сланцев с песчаниками и известняками (отложения геосинклинальной области зоны) и толщей мергелистых известняков и известковистых песчаников (отложения шельфовой, переходной к Салаиру области зоны).

К нижнекарбоновым отложениям, частью, возможно, являющимся силурийскими образованиями, здесь относятся сланцевые толщи с маломощными линзами известняков, песчано-сланцевая толща с участием в составе известняков и аргиллитов и известняково-мергелистая толща, сложенная известняками, мергелями и известково-глинистыми песчаниками и сланцами.

В составе верхнекарбоновых осадков зоны выделяется толща черных и желтоватых сланцев, переслаивающихся с кварцево-полевошпатовыми песчаниками, и так называемая елбашевская свита песчаников, считающаяся вероятным аналогом острогской свиты Кузбасса.

Пермская (?) угленосная толща района сложена в основном серыми и зеленоватыми песчаниками и черными углистыми сланцами, алевролитами и аргиллитами с пластами углей. Исследователями Западной Сибири эта толща параллелизуется с балахонской угленосной толщей Кузбасса, возраст которой до сих пор остается недостаточно ясным.

Среди рыхлых мезозойских образований зоны отмечается наличие белых и пестрых глин, являющихся продуктами выветривания.

В третичное и четвертичное время на территории зоны образовалась толща покровных песков, глин, суглинков и тому подобных рыхлых пород.

3. В районе Новосибирска и к северу от него верхнедевонские и карбоновые толщи прорваны интрузией биотитовых гранитов, являющихся аналогами этого же типа верхнедевонских гранитов Калбы и Горного Алтая.

В периферических частях массивов гранитов отмечается присутствие гранодиоритов, кварцевых диоритов и даек и шлиров аплитов, пегматитов и диорит-порфиров.

В кварцевых прожилках в грейзенизированных разностях гранитов или пегматитов массивов отмечается наличие вольфрамита, касситерита и молибденита в ассоциации с халькопиритом, пиритом, флюоритом и топазом (рудопроявления Батурино-Бибиевское, Барлакское, Борок).

В присалаирской и в более южных частях зоны в ряде пунктов фиксированы слабые проявления гидротермального жильного или метасоматического оруденения (рудопроявления Кузнецовское № 1 и 2, Смирновское № 3, Калбинское) и в одном случае проявление полиметаллического оруденения (месторождение Тарасовское).

В районе г. Томска известно низкотемпературное сурьмяное месторождение (Семилужинское), характеризующееся наличием в рудах сурьмяного блеска, кальцита и кварца.

В нескольких пунктах этого же района отмечается присутствие в россыпях киновари и сурьмяного блеска (по речкам Каменка, Межевка и др.). В районе г. Новосибирска на выходах гранитных массивов имеются небольшие россыпи касситерита.

Комплекс других экзогенных полезных ископаемых территории зоны составляют многочисленные мелкие осадочного происхождения месторождения сидеритов и лимонитов, месторождения каменных и бурых углей и единичные проявления марганцевых руд (месторождение Елбашевское) и бокситов (Средняя Яшка, рч. Воткина).

4. Формирование складчатых и разрывных структур Томь-Колыванской зоны осуществлялось под воздействием весьма энергичных варисских движений, вероятно, лишь несколько дополнявшихся значительно более слабыми движениями мезозойского времени, устанавливающимися по данным изучения Кузбасса. Варисские тектонические движения привели в данном случае, как и в Салаире, не только к образованию сложных, чаще, видимо, круто поставленных складок и многочисленных разрывных нарушений, но и к общей осланцованности всех палеозойских пород территории зоны.

Доварисские тектонические движения, судя по имеющимся данным о стратиграфических соотношениях более древних толщ в присалаирской части зоны, имели место, как и в Салаире, на границе между кембрием и силуром (где-то после среднего кембрия) и перед отложением толщ верхнего силура. Характер стратиграфических соотношений девонских толщ указывает, кроме того, на проявление в области зоны тектонических движений в период между силуром и эйфельским ярусом среднего девона, а также между эйфелем и живетом, в период этого последнего и перед отложением толщ верхнего девона.

В пределах рассматриваемого региона Томь-Колыванская складчатая зона, как явствует из сказанного ранее, представляется частью более крупного комплекса складчатых структур, прикрытых на северо-востоке, юго-западе и северо-западе мощным покровом рыхлых образований Западно-Сибирской низменности. Пространственные соотношения прослеженной части данного складчатого комплекса с варисскими структурами Северного Казахстана и юго-западной части Сибирского

Алтая сами по себе позволяют полагать, что в области Казахстана вероятным продолжением Томь-Колыванской зоны является крупная Зайсанская геосинклинальная структура, на существование которой как крупной геосинклинали В. П. Нехорошев указал в 1936 г. в своей работе «Новые данные по геологии Большого Алтая».

В этой же своей работе В. П. Нехорошев вместе с тем указал, что турнейские мшанки Рудного Алтая принадлежат к сибирскому комплексу, весьма широко распространенному в Западной Сибири (в Кузбассе и у г. Томска), и четко отличаются от турнейских мшанок Экибастуса, Караганды и южного склона Тарбагатая, составляющих «киргизский комплекс».

Такие указания В. П. Нехорошева являются важным дополнительным подтверждением правильности представления о принадлежности Томь-Колыванской зоны и области бывшей Зайсанской геосинклинали Казахстана к одной крупной Обь-Зайсанской геосинклинальной складчатой зоне, существование которой как единой крупной региональной структуры ныне считается уже установленным в геологической литературе по Западной Сибири.

Следует, наконец, отметить, что, согласно устным сообщениям В. П. Нехорошева, высказанные представления о взаимных соотношениях Томь-Колыванской и Зайсанской зон складчатости подтверждаются также и имеющимися данными об особенностях общей ориентировки структур в самой северной прослеженной казахстанской части Зайсанской складчатой зоны.

У границы Казахстана и Западной Сибири Обь-Зайсанская геосинклинальная зона располагается, судя по имеющимся данным, западнее полосы Рудного Алтая, приурочивающегося, как уже указывалось, к областям бортовой шельфовой части данной геосинклинальной зоны.

КУЗНЕЦКАЯ КАМЕННОУГОЛЬНАЯ КОТЛОВИНА

Кузнецкая каменноугольная котловина, или Кузбасс, представляет крупную весьма пологую депрессию, ограниченную Салаиром, Кузнецким Ала-Тау и Томь-Колыванской зоной. Сложена котловина серией осадочных образований мощностью свыше 10 км.

Нижнюю часть толщи отложений Кузбасса составляют морские, прибрежные и континентальные осадки нижнего, среднего и верхнего девона, широко распространенные в периферических частях бассейна.

Отложения нижнего девона (жединского и кобленцского ярусов) представлены в основном известняками с редкими тонкими прослоями сланцев и песчаников.

В составе среднедевонских (эйфельской и живетской) толщ принимают участие известняки, мергели, известковисто-глинистые сланцы, песчаники, конгломераты, алевролиты, порфиритовые и кератофировые туфы, туффиты, а также (в толще живетского яруса) эффузивные порфириты, кератофиры и диабазы.

В Барзасском районе в нижних частях нерасчлененной толщи D_{1+2} развиты битуминозные известняки и горючие сланцы с подчиненными им сапропелитовыми углями.

Отложения франского яруса верхнего девона представлены зелеными и красноцветными сланцами и песчаниками и эффузивами с их кластическими дериватами. Фаменская толща состоит в основном из известняков, зеленых сланцев, мергелей, алевролитов и красно-бурых песчаников.

Выше по разрезу, частью (в юго-западной части бассейна) непосредственно на эйфельских слоях девона, располагается толща турнейского и нижней половины визейского ярусов нижнего карбона, сложенная известняками, мергелями, известковистыми песчаниками и количественно

им подчиненными алевролитами и глинистыми сланцами (отложения морской фации).

Среднепалеозойские отложения без заметного углового несогласия перекрываются острогской толщей верхнего карбона (выпадает весь средний карбон и часть визе), представленной известковистыми песчаниками и подчиненными им глинистыми сланцами, алевролитами и прослоями углей и углистых сланцев.

Выше в разрезе Кузбасса располагается весьма мощная толща (по В. И. Яворскому, мощностью до 7980 *м*) угленосных континентальных и частью (самые низы толщи) континентально-морских осадков пермской системы, представленных разнозернистыми, обычно полимиктовыми или аркозовыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами и глинистыми сланцами с линзами конгломератов, пластами угля и с тонкими прослоями и линзами сферосидеритов.

По особенностям своего состава эта мощная серия Кузбасса подразделяется на четыре свиты, носящих названия, в порядке их возрастной последовательности, балахонской [1], кузнецкой, ильинской и ерунаковской. Самая нижняя — балахонская — из этих свит ложится на острогскую свиту верхнего карбона, как отмечают исследователи Кузбасса, без резкого перехода.

В центральных частях бассейна небольшие площади занимают отложения триаса (мальцевская свита), состоящие из зеленоватых, темных или черных песчаников, алевролитов и конгломератов, переслаивающихся с залежами базальтов. В составе черных песчаников отмечается присутствие примеси туфового материала. На осадках пермской системы триасовая толща располагается без заметного углового несогласия, но с перекрытием различных ее горизонтов.

Более широким площадным распространением пользуется в Кузбассе нижнеюрская конгломератовая толща, имеющая здесь мощность до 650—700 *м*. Кроме конгломератов, в составе этой толщи принимают участие песчаники, аргиллиты, алевролиты, горючие сланцы, пласты углей и сапропелитов. Залегает конгломератовая толща с угловым несогласием на разных горизонтах более древних образований, начиная с девонских.

В отдельных местах территории Кузбасса установлено наличие образований мелового времени, представленных глинами, песками, аргиллитами и галечниками общей мощностью около 50 *м*.

Магматическими породами Кузбасс беден.

Представлены здесь эти породы только девонскими (живетскими) эффузивами, пермскими или более молодыми габбро-диабазами (дайками и силлями) и мезозойскими базальтами (покровами, залежами).

В структурно-тектоническом отношении Кузбасс, как указывалось, представляет весьма пологую депрессию, ограниченную со всех сторон сложноскладчатыми структурами Салаира, Кузнецкого Ала-Тау, и Томь-Колыванской зоны. В общем региональном разрезе Западной Сибири мощная толща отложений Кузбасса представляется залегающей почти горизонтально, будучи собранной лишь в неглубокие покровные складки. Степень дислоцированности палеозойских отложений Кузбасса существенно усложняется в направлении к его периферии, особенно вблизи Томь-Колыванской зоны и Салаира. В этих областях Кузбасса палеозойские толщи собраны в системы крутых, часто опрокинутых к центру бассейна складок, разбитых многочисленными разрывами значительной протяженности. Наиболее интенсивные тектонические движения происходили в Кузбассе, вероятно, на границе перми и триаса, т. е. в пфаль-

[1] Возраст балахонской свиты до настоящего времени является недостаточно ясным и дискуссионным. В. Д. Фомичев в одной из последних своих работ считает ее принадлежащей верхнему карбону.

цскую фазу тектогенеза. Дополнительные тектонические движения имели место в Кузбассе в нижне- и верхнекиммерийское время, а также перед отложением нижнего карбона (бретонская фаза тектогенеза) и в период между нижним визе и верхним карбоном (судетская и астурийская фазы тектогенеза). Движения последнего периода выражались в основном, видимо, в эпейрогенических подвижках, приведших к полному выпадению из разреза Кузбасса отложений среднего карбона.

В пояснительной геологической записке к листу N—45, в отличие от существовавших прежних представлений, более интенсивно проявляющимися в области Кузбасса, предположительно считаются движения верхнекиммерийской фазы тектогенеза. Слабое проявление киммерийских складчатых движений и отсутствие связанных с ними интрузивных (а также и рудных) образований на всей территории Западной Сибири свидетельствуют, как нам представляется, против правильности такого представления о повышенной интенсивности проявления киммерийского тектогенеза в области Кузбасса.

Общий характер складчатых структур Кузбасса указывает скорее всего на то, что в период проявления варисских тектонических движений додевонские толщи реагировали в данном случае как платформенного типа участок или блок земной коры, претерпевавший глубокое погружение и являвшийся областью интенсивного накопления осадочного материала. Обособление Кузнецкой платформы от смежного с нею Салаира начало осуществляться, вероятно, с каледонского или, возможно, еще более раннего времени, а более резкое ее опускание произошло в верхнем палеозое, когда по своей мобильности она являлась близко аналогичной геосинклинальной области, характеризовавшейся особо энергичным осадконакоплением. В. Д. Фомичев относит Кузбасс к каледонской складчатой зоне, на севере непосредственно соединяющейся с Сибирской платформой.

Важнейшими полезными ископаемыми Кузбасса, как известно, являются каменные угли, рабочие пласты которых здесь сосредоточиваются в балахонской и ерунаковской верхнепалеозойских свитах и в конглемератовой свите нижней юры. Общее количество рабочих пластов в Кузбассе достигает 85 при общем их количестве около 200.

Известняки и глины бассейна используются как сырье для строительной и металлургической промышленности. В пермской ильинской свите бассейна, как уже отмечалось, имеются прослои и линзы сферосидеритов, выходы которых под названием месторождений лимонитов, сферосидеритов или сидеритов зарегистрированы в разных частях Кузбасса в количестве свыше 60.

Рудопроявления эндогенного типа на территории бассейна не известны [1].

ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ НА ТЕРРИТОРИИ РЕГИОНА ЭНДОГЕННОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ И ПЕРСПЕКТИВЫ РУДОНОСНОСТИ ЕГО РАЙОНОВ

Западная Сибирь, как явствует из приведенных данных, характеризуется наличием многочисленных эндогенных месторождений, возникших в связи с проявлением различных палеозойских интрузий. По составу оруденения в общей массе таких разнообразных месторождений здесь четко выделяется несколько основных их групп, пользующихся преимущественным распространением в тех или иных частях региона и определяющих в основном как промышленный, так и металлогенический профиль этих последних.

[1] На регистрационной карте полезных ископаемых, составленной Березовской экспедицией, видимо ошибочно на территории Кузбасса указаны Калиновское медное месторождение, содержащее кварц и малахит, и Большаковское серебряное месторождение.

На общем геологическом плане региона области проявления более интенсивной рудной минерализации того или иного состава частью оформляются в виде полос или рудных поясов, возникших в связи с особенностями их тектоники и магматизма.

Выявляющиеся существенные различия в характере минерализации отдельных возрастных зон складчатости региона и крупных частей их при устанавливающейся, наряду с этим, значительной выдержанности общего облика оруденения в однотипной геологической обстановке, позволяют в данном случае высказывать более обоснованные суждения о вероятном характере эндогенной минерализации и перспективах рудоносности ряда частей региона, еще недостаточно ясных в этом отношении.

Весьма четкими общими особенностями характеризуется геологическая позиция полиметаллических месторождений Алтая и Салаира, составляющих основную группу этого типа рудных образований Западной Сибири.

В общей структуре региона области локализации подавляющей массы этих месторождений представляются входящими в состав одного и того же крупного Салаиро-Алтайского рудного пояса, приурочивающегося к бортовой части варисской геосинклинали и характеризующегося наличием крупной дополнительной ветви, прослеживающейся в разбитой многочисленными разрывами периферической северо-восточной части северной половины Салаира.

Поисковыми работами территория Салаиро-Алтайского рудного пояса частью освещена еще весьма слабо. Постановки дополнительных детальных поисков на полиметаллические руды здесь заслуживает, в частности, сопредельная с Томь-Колыванской зоной периферическая северная часть Салаира, а также прикузбасская часть северной половины этого кряжа, где поисковые работы осуществлялись в прошлом в весьма скромных масштабах.

В свете имеющихся данных о вероятных структурных соотношениях Рудного Алтая и главных рудных полей Салаира привлекает к себе повышенное внимание пространственно совпадающая с бортовой частью бывшей Обь-Зайсанской геосинклинали присалаирская часть полосы Бийско-Барнаульской впадины, где мощность молодых покровных отложений, видимо, не превосходит, судя по данным геофизических работ последних лет, 100—150 *м*.

В центральной области Бийско-Барнаульской депрессии рудоносные палеозойские толщи находятся от поверхности на больших глубинах и представляются поэтому практически недоступными для поисков сульфидных залежей обычными экономически приемлемыми методами.

Повышенно интересной в отношении эндогенной минерализации с точки зрения высказанных общих суждений об особенностях геологической позиции полиметаллических месторождений Алтая и Салаира может рассматриваться также область сопряжения структур Томь-Колыванской зоны и северного продолжения Кузнецкого Ала-Тау, располагающаяся к востоку и юго-западу от г. Томска. Оценка перспективных возможностей этой второй области Западной Сибири требует, однако, большой осторожности в связи со значительной ее удаленностью от Салаира и Алтая, а также в связи с отсутствием до сих пор указаний (известных автору) о наличии на ее территории четких рудопроявлений эндогенного типа.

Томь-Колыванская зона региона является частью варисской Об-Зайсанской складчатой области, значительная и более изученная часть которой располагается на территории Казахстана. Внутренние части этой зоны в структурно-тектоническом отношении, а также по характеру проявляющихся интрузивов и вероятному общему облику эндогенной минерализации представляются аналогом Калба-Нарымского района

Казахстана, ведущими месторождениями полезных ископаемых которого, как известно, являются кварцево-касситеритовые жилы.

При дальнейших работах по выявлению перспектив оруденения Томь-Колыванской зоны следует иметь в виду, что оловоносные верхневарисские граниты, возможно, в сопровождении концентраций вольфрамита и молибденита, здесь могут быть встречены под покровом рыхлых отложений и в удалении от г. Новосибирска.

Известные на территории зоны проявления сурьмяной и ртутно-сурьмяной минерализации, как и в других районах Западной Сибири, частью, возможно, ассоциируют с зонами более крупных разрывов, что также следует иметь в виду при выяснении общих перспектив рудоносности зоны.

Периферические части зоны, как это уже отмечалось, представляются повышенно интересными по возможностям проявления в них полиметаллической минерализации алтайского типа.

Томь-Колыванская зона характеризуется, как это следует отметить, широкой распространенностью на ее территории молодых рыхлых образований, что весьма осложняет производство здесь поисковых работ на полезные ископаемые в палеозойских толщах этой зоны.

Общий облик эндогенной минерализации внеперифериных областей Салаира и всей южной его половины в целом до сих пор недостаточно ясен. В южных частях кряжа привлекают к себе внимание площади проявления полиметаллического оруденения (частью с резко повышенным содержанием в рудах серебра) и гидротермальных кварцитов, генетически не связанных с древней гипербазитовой интрузией. Благоприятной особенностью общей геологической позиции этих проявлений гидротермальной минерализации может рассматриваться их пространственная близость к крупным периферическим разрывам кряжа, а также и их нахождение в области крупной Тягун-Шалапской антиклинальной структуры. С точки зрения общих суждений об особенностях геологической обстановки проявления полиметаллического оруденения, площади, тяготеющие к более крупным разрывным нарушениям, представляются более интересными для поисков полиметаллических руд и в районах Салаира, удаленных от периферии этого кряжа. Это, в частности, следует иметь в виду в отношении площадей Причумышского района, где известны многочисленные проявления гидротермальной минерализации, еще недостаточно ясного состава.

Площади кряжа, характеризующиеся развитием габбро-диабазов, представляются более интересными для поисков новых золоторудных месторождений, нередко приурочивающихся непосредственно к телам указанного типа пород.

В отношении высокотемпературного редкометального молибденового, вольфрамового и оловянного оруденения алтайского типа Салаир мало перспективен, в связи с устанавливающимся отсутствием или весьма слабой распространенностью на его территории верхневарисских слюдяных гранитов.

Юго-Западный Горный Алтай характеризуется наличием многочисленных молибдено-вольфрамовых месторождений и рудопроявлений, генетически и пространственно тесно связанных с массивами верхневарисских порфировидных слюдяных гранитов. Области эндо- и экзоконтакта этих гранитов заслуживают здесь особо тщательного обследования в целях поисков новых месторождений указанного состава.

Общие особенности геологических условий нахождения известных, большею частью явно небольших по масштабам, полиметаллических месторождений северной части Юго-Западного Горного Алтая, а также этого состава рудопроявлений других его частей пока недостаточно ясны. В генетическом отношении в главной своей массе эти месторождения скорее всего близки к полиметаллическим месторождениям Рудного

Алтая и частью, повидимому, в общем также пространственно тяготеют к зонам более крупных разрывных нарушений. Площади нахождения таких нарушений могут, следовательно, рассматриваться в общем благоприятным для проявления полиметаллической рудноалтайского типа минерализации и в отношении Горного Алтая, где крупные полиметаллические месторождения пока неизвестны.

Крайняя юго-восточная часть Юго-Западного Горного Алтая в структурно-тектоническом отношении, судя по последним данным, может считаться продолжением депрессионной рудоносной структуры Тувы, что является веской предпосылкой к возможностям нахождения здесь пестрых по составу (содержащих в существенных количествах гематит, барит, карбонаты, флюорит) рудных образований, аналогичных установленным в более удаленных от Алтая частях рудоносной структуры Тувы. В более северных частях Алтая Тувинская рудоносная депрессия, повидимому, находит себе продолжение, как это уже указывалось ранее, в виде осевой зоны Чуйско-Ануйского синклинория. Дополнительной более слабо выраженной структурной ветвью этой зоны может рассматриваться депрессия, на простирании которой располагается Чарышско-Ануйская группа полиметаллических месторождений северной части Юго-Западного Горного Алтая.

Такие намечающиеся соотношения тектонических структур Алтая и Тувы естественно заставляют обращать внимание на указанные депрессионные структуры Алтая и как на области возможного нахождения новых полиметаллических месторождений.

Одной из более интересных и более четко оформляющихся групп эндогенных рудных образований каледонской зоны складчатости Западной Сибири являются контактово-метасоматические месторождения железа, генетически связанные скорее всего с Тельбесскими интрузивами данной зоны. Площади возможного распространения этого типа оруденения на территории Кузнецкого Ала-Тау достаточно четко определяются устанавливающейся преимущественной приуроченностью здесь магнетитовых и гематито-магнетитовых месторождений к зонам более крупных разрывных нарушений и их пространственной связью в основном с телами Тельбесских или предположительно Тельбесских интрузий.

Общие перспективы железорудной минерализации каледонской зоны складчатости региона существенно расширяются, кроме того, возможностью проявления этого же типа оруденения и на площадях Северо-Восточного Горного Алтая, где более интересными в этом отношении также представляются площади нахождения крупных разрывов и места проявления Тельбесских интрузий. Наличие проявлений данного типа образований возможно также предполагать и на площадях с выходами Тельбесских интрузивов Юго-Западного Горного Алтая. При оценке перспектив рудоносности отдельных конкретных площадей целесообразно иметь в виду, что известные более крупные железорудные месторождения Кузнецкого Ала-Тау представляются находящимися в измененных силикатных породах, но что в ряде случаев здесь, возможно, полнее замещались рудами известняки или породы существенно карбонатного состава.

Южная часть каледонской зоны складчатости региона, входящая в состав выделяемого нами Северо-Восточного Горного Алтая, является областью схождения меридиональных структур Кузнецкого Ала-Тау и широтно вытянутых структур Западного Саяна. Такая особенность геологической позиции данной части региона находит себе отражение и в намечающемся своеобразном облике эндогенной ее минерализации, выражающемся в наличии здесь неизвестных в других частях региона проявлений кобальтового оруденения и самородного серебра, повидимому, аналогичных этого же типа рудопроявлениям, зарегистрированным в Западном Саяне. На территории Северо-Восточного Горного Алтая, в особенности в северной его части, как уже отмечалось, вероятно

также нахождение новых месторождений магнетита, генетически близких к подобным месторождениям Кузнецкого Ала-Тау.

На площадях многих районов рудоносной юго-восточной части Западной Сибири (в частности в Кузнецком Ала-Тау), кроме более четко оформляющихся основных их групп рудных образований, имеются еще мелкие месторождения или рудопроявления с оруденением, «нехарактерным» для данного района. Оценка общих перспектив подобного типа рудопроявлений, намечающих возможности наличия в районах промышленных концентраций руд нового типа по составу (например, оценка перспектив редкометального и медного оруденения Кузнецкого Ала-Тау) требует, как представляется, прежде всего получения более детальных данных о геологических условиях нахождения подобных, в общем весьма слабо изученных, рудных образований.

Высказываемые в настоящей статье положения и выводы об общих закономерностях в распределении в Западной Сибири эндогенного оруденения и о характере минерализации и перспективах рудоносности отдельных ее районов являются результатом предварительного анализа автором обширных имеющихся по данному региону геологических материалов. В значительной своей части эти металлогенические выводы и положения могут рассматриваться пока как рабочие гипотезы, представляющие существенный интерес для ориентации на территории региона последующих поисковых работ и для того, чтобы наметить пути более углубленных исследований по освещению его металлогении.

В. И. Серпухов

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ ТУВЫ, ВОСТОЧНОГО САЯНА И КРАСНОЯРСКОГО КРАЯ

Среди геологических структур Центральной Сибири особое место занимают по своей сложности структуры Восточного Саяна, Тувы и части Красноярского края, расположенной к югу от 62° с. ш., т. е. складчатых горных сооружений, примыкающих с юго-запада к выступу Средне-Сибирской платформы в Иркутском амфитеатре. Прежде всего здесь отчетливо выделяется примыкающий к платформе мощный пояс протерозойских складок. Их простирание и соотношение с платформой отчетливо фиксируются в непрерывной полосе выходов докембрийских сооружений Енисейского кряжа, Восточного Саяна и Забайкалья. Возраст устанавливается по трансгрессивному налеганию на них кембрийских осадков (Енисейский кряж, Восточный Саян). Юго-западная граница пояса устанавливается по отдельным разобщенным выходам дислоцированных докембрийских отложений в Горной Шории, на Алтае и в Тувинской области. Эти выходы расположены параллельно северо-восточной границе пояса, строго следуя конфигурации юго-западного края Средне-Сибирской платформы. Ширина пояса протерозойских сооружений, судя по положению этих выходов, достигает 700—800 *км*. Судя по размерам и по характеру протерозойских осадков, мы имеем здесь типичную мощную геосинклинальную зону с собственным вполне законченным к началу палеозоя тектоно-магматическим развитием.

Бóльшая часть протерозойских сооружений в пределах рассматриваемой территории погребена под более молодыми осадками, а значительная часть переработана более поздними тектоническими процессами.

Для приплатформенных выходов протерозоид чрезвычайно характерно интенсивное золотое оруденение, которое протягивается через центральные и восточные районы Енисейского кряжа и через Восточный Саян к Бодайбинскому району, опоясывая в виде мощной зоны платформу. Для этой зоны характерны спорадическая пиритизация горных пород, наличие крупных экзогенных месторождений железа, оловоносность, убогое полиметаллическое, редкометальное и медное оруденение.

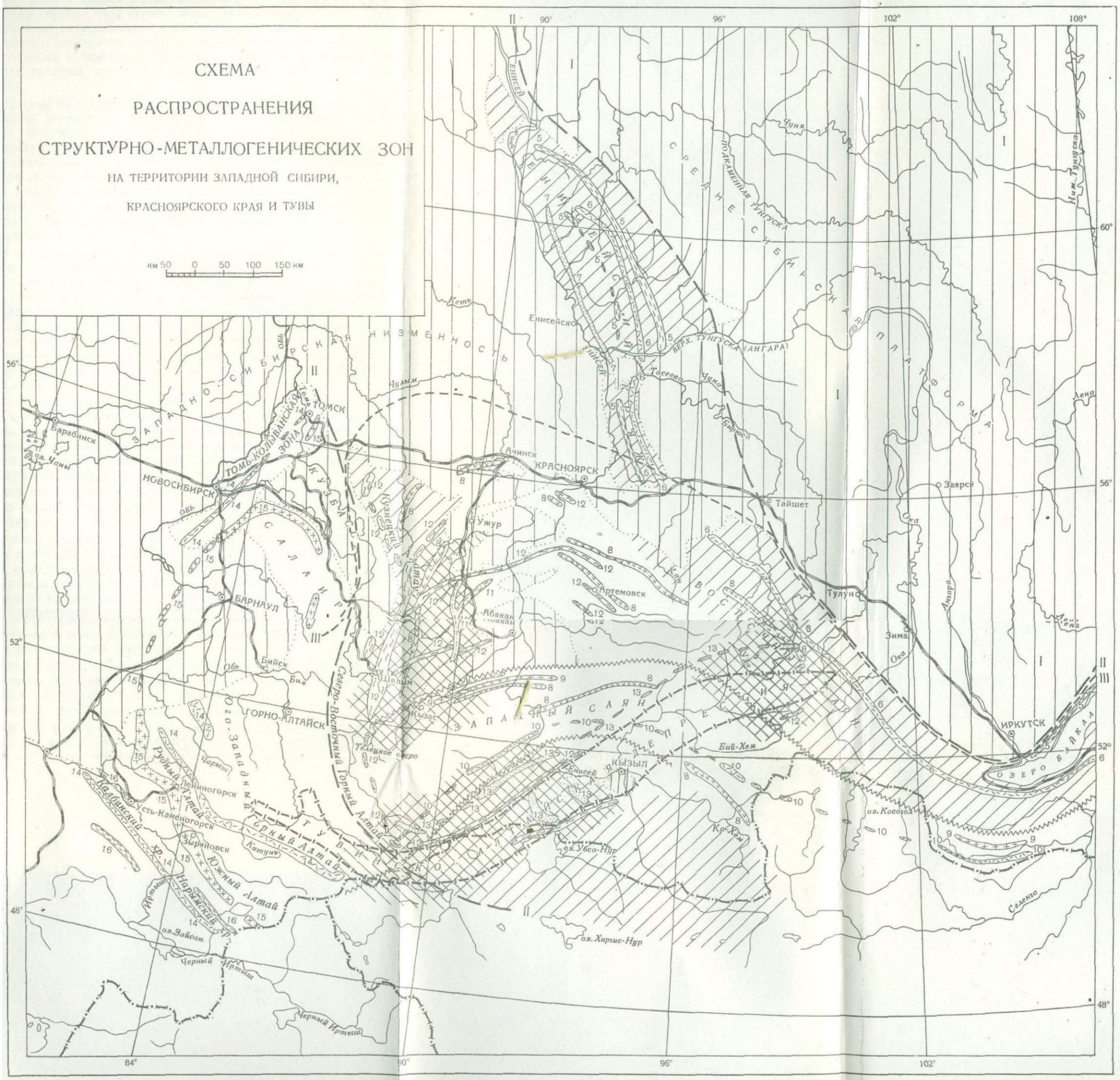
Непосредственно к западу и к югу от этой зоны располагается следующая, в которой встречаются редкие, незначительные по размерам золотые месторождения. Значительную роль играют небольшие полиметаллические и медные месторождения, местами появляющиеся в довольно большом количестве. Эта зона протягивается вдоль западной периферии Енисейского кряжа через Восточный Саян к Витиму (Муйские хребты, хребет Кодар).

Наконец, нельзя не упомянуть о зоне выходов гипербазитов и связанного с ними хромитового оруденения. Зона выявлена в результате работ последних лет (Ю. Г. Игнатьев) в северо-западной части Енисей-

СХЕМА
РАСПРОСТРАНЕНИЯ
СТРУКТУРНО-МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ЗОН

НА ТЕРРИТОРИИ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ,
КРАСНОЯРСКОГО КРАЯ И ТУВЫ

км 50 0 50 100 150 км



1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17

Схема распространения структурно-металлогенических зон на территории Западной Сибири, Красноярского края и Тувы

I—Средне-Сибирская платформа; *II*—границы примыкающего к платформе пояса протерозойских складок; *III*—северная граница каледонид; *1*—границы зоны осевого прогиба каледонской геосинклинали; *2*—границы Тувинско-Алтайской депрессии (варисский межгорный прогиб); *3*—зоны пересечения разновозрастных структур; *4*—зоны докембрийских структур, испытывающие постоянную тенденцию к поднятию на протяжении истории геологического развития региона. Протерозойские структурно-металлогенические зоны: *5*—зоны золотого оруденения (золото, полиметаллы, вольфрам, сурьма, мышьяк, медь); *6*—зона выходов кислых калиевых гранитов, несущих слюду, литий, берилий, олово, вольфрам и др.; *7*—зона минерализации западноевропейского типа (по Ю. А. Билибину)—полиметаллические и медные месторождения, флюорит, барит и др. Каледонские структурно-металлогенические зоны: *8*—зоны золотого оруденения (золото, мышьяк, вольфрам, висмут, кобальт, медь и др. раннекаледонские); *9*—колчеданные залежи (медь, пирит, сурьма, полиметаллические; раннекаледонские); *10*—зона редкометального оруденения, связанная с сютхольскими гранитами; *11*—зона распространения позднекаледонского редкометального и медного оруденения; *12*—зоны распространения контактово-метасоматических месторождений железа, связанных с тельбесскими интрузиями; *13*—зоны минерализации западноевропейского типа (по Ю. А. Билибину)—кобальт, никель, серебро, медь, мышьяк, гематит, сидерит, марганец, флюорит, барит и др.). Варисские структурно-металлогенические зоны: *14*—зоны редкометального оруденения; *15*—зона полиметаллического оруденения; *16*—зоны золотого оруденения; *17*—районы, в которых отсутствуют проявления эндогенной минерализации, и Средне-Сибирская платформа

ского кряжа и приурочена к мощным разломам вдоль р. Енисея от г. Колмогорово к северу. Выходы ультраосновных и основных пород протерозойского возраста известны и в Восточном Саяне между рр. Агул и Уда.

Как ведут себя протерозоиды к западу и к югу от Енисейского кряжа и Восточного Саяна и какова их металлогения — неизвестно. В Красноярском крае они скрыты под более молодыми отложениями, в Забайкалье — интенсивно переработаны в процессе палеозойского и мезозойского тектогенеза. Любопытно отметить наличие Чонгемского железорудного месторождения в Западной Туве, близ западной периферии пояса протерозойских складок, которое А. Л. Додин связывает с протерозойским гранитом.

Мощный пояс каледонских складок занимает всю южную часть рассматриваемой территории (восточные склоны Кузнецкого Ала-Тау, Минусинскую котловину, Западный и Восточный Саяны и Тувинскую область), образуя выпуклую к северу дугу. Направление каледонских структур на северо-востоке совпадает с северо-западным простиранием докембрийских складок Восточного Саяна. Между Восточным Саяном и Кузнецким Ала-Тау каледониды пересекают протерозойские структуры вкрест простирания, а на западе (Кузнецкий Ала-Тау, Западная Тува) — вновь приспособляются к протерозоидам, принимая их почти меридиональное направление.

Северную границу пояса каледонских складок мы проводим в значительной степени условно вдоль северной периферии Канского и Чулымо-Енисейского угленосных прогибов. Некоторые указания на отсутствие каледонской складчатости к северу от этой границы под наносами Западно-Сибирской низменности дает состав кембрийских и силурийских отложений западных склонов Енисейского кряжа, представленных в характерных платформенных фациях, а также северная граница распространения нижнедевонских эффузивов, проходящая от хр. Арги (район Мазульских месторождений) к г. Красноярску и далее вдоль Восточного Саяна.

Разрез нижнего и среднего палеозоя на Салаире представлен чрезвычайно полно и в фациях, совершенно отличных от распространенных в соседних (к востоку) районах. В кембрийских и силурийских толщах известны лишь незначительные несогласия стратиграфического порядка. Угловые несогласия отсутствуют. Все это заставляет рассматривать Салаир как краевую зону каледонской геосинклинали.

Совершенно аналогичны разрезы палеозойских отложений в области Монгольского Алтая, где проходил, повидимому, южный борт каледонской геосинклинали.

Основной пояс варисских складок лежит за пределами рассматриваемого региона и огибает его с юга и с запада, следуя конфигурации протерозойского складчатого пояса. Варисский магматизм и металлогения в рассматриваемом регионе неизвестны, но в связи с интенсивным прогибанием варисской геосинклинали в области каледонид произошла новая перестройка структурного плана. Конечные фазы каледонского магматизма и связанное с ними оруденение подчинены уже этой новой варисской системе расположения структур.

Каледонская металлогения несколько отличается от протерозойской. Наряду с золотом, которое продолжает играть весьма существенную роль (особенно в начальных стадиях проявления каледонской орогении), большое значение приобретают железо, медь и редкие металлы.

Более поздних проявлений оруденения в рассматриваемом регионе неизвестно, и в настоящей статье мы ограничимся описанием протерозойской и каледонской металлогении.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОТДЕЛЬНЫХ ЭТАПОВ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ РЕГИОНА

ДОКЕМБРИЙСКИЕ ГОРНЫЕ СООРУЖЕНИЯ

Среди докембрийских пород в рассматриваемом регионе в настоящее время выделяют архейские и протерозойские.

Архейские сооружения

К архею принято относить толщу кристаллических сланцев, состоящую из филлитов, слюдяных сланцев амфиболитов, мраморов и инъекционных гнейсов, описанную Л. А. Ячевским и Н. Л. Ижицким под названием гранито-гнейсов и тейской свиты, а В. А. Николаевым под названием свиты кристаллических сланцев. Толщи этих пород широко распространены в Северо-Енисейской тайге (северная часть Енисейского кряжа) и южнее р. Ангары — в низовьях р. Кана. В Восточном Саяне толщи архейских пород слагают широкую, почти непрерывную полосу, отделяющую (по С. В. Обручеву) кембрий платформы от отложений кембрийской геосинклинали. В южной части Енисейского кряжа Ю. А. Кузнецов выделяет среди архейских образований две формации: канскую (более древнюю) и енисейскую (более молодую). К канской формации он относит гранатовые гнейсы, иногда с кордиеритом, переслаивающиеся с гранатовыми и гиперстеновыми гранулитами или с гиперстеновыми и гиперстено-гранатовыми гнейсами. Среди толщи этих пород встречены пластовые залежи пироксено-плагиоклазовых пород, напоминающих нориты, и большое количество «пегматитового характера выпотов, прожилков и прослойков» из кварца, полевых шпатов, граната, пироксена и биотита. Ю. А. Кузнецов относит канскую формацию к фации гиперстеновых гнейсов Д. С. Коржинского и сопоставляет с архейскими кристаллическими сланцами Прибайкалья и Алданской плиты.

Енисейская метаморфическая формация сложена биотитовыми гнейсами и роговообманковыми сланцами с прослоями полевошпатовых кварцитов, мраморов и доломитов. С породами енисейской формации Кузнецова сопоставляется свита гнейсов, кристаллических сланцев и мраморов, распространенная в южных предгорьях Енисейского кряжа и на правобережье р. Кунгуса.

В Восточном Саяне С. В. Обручев выделяет в составе архея три свиты: 1) гнейсо-сланцевую, сложенную ортогнейсами, мигматитами, инъекционными гнейсами, биотитовыми, двуслюдистыми, гранатовыми, дистеновыми и амфиболовыми гнейсами и сланцами с прослоями амфиболитов, кварцитов и кристаллических известняков; 2) карбонато-гнейсовую, отличающуюся наличием мощных линз и горизонтов мраморов и 3) верхнюю свиту, сложенную мелкозернистыми гнейсами и сланцами с незначительными прослоями мраморов.

На западе, в Кузнецком Ала-Тау, А. Л. Додин относит к архею гнейсы Томского массива (междуречье рр. Томи и Мрас-Су), в составе которых отмечаются гранато-ставролитовые разности, а также гнейсы, существенно состоящие из плагиоклаза, калиевого полевого шпата, кварца, амфибола и биотита, прорванные интрузией протерозойского гранита.

В южной части рассматриваемого региона заведомо докембрийские образования известны лишь в Восточной Туве, причем выделение среди них архея в настоящее время невозможно.

Архейские образования Кузнецкого Ала-Тау, Восточного Саяна и Енисейского кряжа собраны в складки северо-западного простирания (местами отклоняющегося до меридионального). Наиболее хорошо они изучены в Енисейском кряже Ю. А. Кузнецовым, по данным которого,

породы канского метаморфического комплекса собраны в мелкие складки северо-западного простирания с преобладающим падением на северо-восток под крутыми углами. Более молодой енисейский метаморфический комплекс отличается сравнительно спокойным характером складчатости того же северо-западного простирания. Таракская гранитная интрузия, прорывающая оба комплекса, отражает основные особенности их структуры, проявляющиеся в выдержанном северо-западном простирании самой интрузии, местами отчетливо ориентированном расположении порфировых выделений полевого шпата, ксенолитов гнейсов и скоплений чешуек биотита. Этому же северо-западному направлению соответствует простирание многочисленных зон милонитизации, пересекающих таракскую интрузию и породы канского комплекса.

По данным Г. И. Кириченко (1949 г.), нижнепротерозойские отложения в разрезе по р. Ангаре лежат на архейских несогласно с базальным конгломератом в основании. Несогласное залегание нижнепротерозойских пород на архейских отмечается также Е. С. Бобиным в бассейне рр. Ии и Уды в Восточном Саяне.

К магматическим архейским породам Ю. А. Кузнецов относит Таракскую гранитную интрузию, сложенную серым порфировидным гранитом, состоящим из давленного голубоватого кварца, микроклина, альбит-олигоклаза, биотита и мусковита с акцессорными монацитом, цирконом и апатитом. Нормальные граниты Таракской интрузии дают постепенные переходы к аляскитовым разностям. Пегматиты встречаются редко и по составу не отличаются от гранитов.

За счет ассимиляции таракским гранитом пород канской формации образовались гибридные гранодиориты с кордиеритом и розовым гранатом, а также своеобразные порфироидные породы с сильно обогащенной биотитом основной массой и с большим количеством апатита.

В Восточном Саяне, кроме гранитов, аналогичных таракским, С. В. Обручев относит к архею некоторые амфиболиты, роговообманковые и пироксеновые гнейсы с реликтами структур изверженных пород, выделяя их в самостоятельную архейскую интрузию основного состава, нацело измененную и более древнюю, чем граниты, так как последние прорывают амфиболиты.

Протерозойские сооружения

Значительно более широким распространением в рассматриваемом регионе пользуются известняково-сланцевые толщи, относимые к протерозою. К сожалению, в настоящее время протерозойские отложения изучены еще далеко не достаточно, имеющиеся описания их отражают личные, часто не соответствующие действительности, взгляды исследователей и совершенно несопоставимы.

Некоторое исключение представляют в этом отношении Забайкалье и Олекмо-Витимская горная страна, где в течение последних лет изучение протерозойских отложений производится большим количеством геологов и, в частности, Л. И. Салопом.

Наиболее характерные разрезы протерозоя, составленные по данным Л. И. Салопа, приводятся в табл. 1.

Из табл. 1 видно, что между верхним протерозоем и кембрием имеется резкое угловое несогласие, соответствующее последней фазе протерозойской складчатости, с которой связаны мощная интрузия калиевых слюдоносных гранитов и предшествующие ей небольшие интрузии габбро и диабазов.

Другая интенсивная фаза складчатости отчетливо намечается между верхним и нижним протерозоем. Эта фаза в бассейне среднего течения р. Витима завершилась интрузией плагиогранитов (трондьемитов) и предшествующей ей интрузией гипербазитов, габбро и анортозитов.

Характерен типично геосинклинальный состав нижнепротерозойских осадков в ассоциации с эффузивными породами спилито-кератофировой формации.

С основными интрузиями нижнего протерозоя связаны, повидимому, крупные месторождения титаномагнетитов (Култушное, Чинийское и др. в бассейне р. Витим). С плагиогранитами ассоциируются сульфидные кварцевые жилы с галенитом, сфалеритом, пиритом и халькопиритом. В связи с гранитами чрезвычайно характерно также обилие флюорита.

С верхнепротерозойскими калиевыми гранитами связывается золотое оруденение, представленное сульфидными кварцевыми жилами с халькопиритом, пиритом, галенитом, сфалеритом.

В Енисейском кряже толща протерозойских пород впервые была расчленена А. К. Мейстером. Впоследствии схема Мейстера была несколько уточнена и дополнена работами С. В. Обручева, Ю. А. Кузнецова и других авторов; в настоящее время она представляется в том виде, как дано в табл. 2.

Таблица 1

Наиболее характерные разрезы протерозойских отложений (по Л. И. Салоп)

Возраст	Река Уакит и среднее течение р. Витим	Ангаро-Баргузинская горная страна	Хребты Морской и Хамардабан
	Базальные горизонты кембрия		
Верхний протерозой	Порфировидные калиевые граниты. Небольшие интрузии габбро и диабазов Серицитовые и хлоритовые сланцы и филлиты, переслаивающиеся с песчаниками. Редкие прослои известняков. Мощность 2 000 *м* Черные известняки с водорослями (*Osagia*), переслаивающиеся с черными „углистыми" сланцами. Мощность 4 000 *м* Песчаники с прослоями конгломератов, туфогенных пород, кварцевых порфиров и сланцев. В основании базальный конгломерат с галькой нижнепротерозойских пород. Мощность 3 000 *м*	Бурые серицитовые сланцы, пластующиеся с косослоистыми песчаниками и метадиабазами. Мощность 2 000 *м* Черные известняки с водорослями (*Osagia*), переслаивающиеся с „углистыми" сланцами. Мощность 3 000 *м* Хлоритовые и серицитовые сланцы, пластующиеся с песчаниками. Мощность 1 000 *м* Песчаники, главным образом туфогенные, пластующиеся с кислыми эффузивами и с конгломератами. Мощность 2 000 *м*	Зеленые ортосланцы. Серицитовые, хлоритовые и другие сланцы и филлиты с большим количеством пластовых интрузий метадиабазов. Часто переслаивание тонких слоев карбонатных пород с кварцитами. Мощность 1 500 *м* Известняки и доломиты с водорослями типа *Osagia*. Мощность 3 000 *м*. Кварциты, переслаивающиеся с диопсидо-скаполитовыми роговиками. В основании мелкогалечные базальные конгломераты с галькой архейских гнейсов
Нижний протерозой	Интрузии плагиогранитов (тронд'емитов) Интрузии гипербазитов, габбро (и анортозитов) Мощная толща кварцевых кератофиров и кератофиров, переслаивающихся с песчаниками, измененными карбонатными породами Тесное переслаивание шаровых лав (спилиты) и кератофиров с доломитами, кремнистыми сланцами и песчаниками. Вся толща интенсивно изменена (диабазовые сланцы, прациниты, актинолитовые сланцы и др.)	Не встречен	Выпадает из разреза
	Соотношение протерозойских пород с архейскими не выяснено		
Архей	Архейские гнейсы и граниты		

Таблица 2

Разрезы протерозойских отложений Енисейского кряжа

Возраст	Южная часть Енисейского кряжа (по Ю. А. Кузнецову)	Северная часть Енисейского кряжа по Г. И. Кириченко
Кембрий	Красноцветные терригенные отложения — песчаники с подчиненными прослоями конгломератов. В основании базальный конгломерат	
Верхний протерозой	Проявления интенсивной складчатости	Татарские, аяхтинские, чиримбинские, каламинские и другие граниты
	Верхнедоломитовая формация: буровато-серые аргиллиты, известняки и доломиты с водорослями *Collenia*, *Conophyton*. Мощность 2 100—2 400 *м*	Известняки с редкими прослоями известковистых и глинистых сланцев. Мощность 800—100 *м*
		Песчаники, глинистые сланцы, доломиты и известняки с водорослями. Мощность 2 800 *м*
	Нижнедоломитовая формация: серые алевролитовые сланцы с прослоями песчаников. Тонкослоистые мергелистые сланцы. Доломиты с магнезитом. Черные глинистые сланцы с прослоями доломита. Мощность 1 100—1 200 *м*.	Известняки и доломиты с водорослями *Collenia*, *Conophyton*, которым подчинены три горизонта сланцев. Мощность 650 *м*
		Брекчиевидные магнезитоносные доломиты. Мощность 500 *м*
		Серые и лиловые известняки. Мощность 500 *м*
		Кварцево-глинистые сланцы с прослоями и пачками кварцитов. Мощность 700 *м*
Средний протерозой	*Ангарские и белогорские граниты. Оливино-гиперстеновые диабазы, нориты и норито-перидотиты.*	Филитизированные сланцы с редкими прослоями песчаников. Мощность 2 000 *м*
	Усть-ангарские известняки с водорослями и удерейские сланцы: темносерые глинистые известняки, пластующиеся с глинистыми сланцами. Тонкослоистые глинистые и алевролитовые сланцы, иногда с прослойками песчаников. Мощность 1 000—2 000 *м*	Ангарские граниты. Основные и ультраосновные породы
		Косослоистые песчаники с прослоями и линзами карбонатных пород. Мощность 1 000 *м*
		Глинистые сланцы. Доломиты с *Collenia* и подчиненными прослоями мелкогалечных конгломератов. Глинистые сланцы и песчаники с прослоями туфогенных пород и миндалекаменных эффузивов. В основании фангломераты. Мощность 700 *м*
		Глинистые и оттрелитовые сланцы с прослоями сланцеватых известняков. Известняки и доломиты с прослоями филлитизированных сланцев. Сланцы глинистые, кварцево-глинистые, филлитовидные с подчиненными прослоями водорослевых известняков и доломитов. Мощность 2 000 *м*
	Нижнеканские граниты (посттектонические). Посольненские гнейсограниты и пегматиты (синтектонические). Диабазы.	Посольненские граниты и пегматиты. Диабазы
Нижний протерозой	Мурожно-татарский метаморфический комплекс: разнообразные филлиты, слюдяные сланцы, известняки и кварциты. Мощность неизвестна	Слюдяные, актинолитовые и роговообманковые сланцы, перекрытые мощной толщей филлитов с горизонтом кварцитов в верхней части. В основании—базальный конгломерат. Мощность 3 500 *м*
Архей	Таракские гнейсо-граниты и мигматиты Енисейский метаморфический комплекс Чарнокиты Каиский метаморфический комплекс	Проявления интенсивной складчатости Архейские гнейсы

Примечание. Напечатанное курсивом—стратиграфические несогласия, напечатанное в разрядку—проявления интенсивной складчатости.

В пределах западной части Восточного Саяна к верхнему протерозою относят свиту кварцитовидных песчаников и конгломератов с прослоями глинистых сланцев, доломитов, известняков и эффузивов, отличающуюся фациальным непостоянством и соответствующую верхне- и нижнедоломитовым формациям Енисейского кряжа. Она протягивается от р. Кана к юго-востоку вдоль Идарского белогорья, развита по р. Мимии и в среднем течении р. Маны, где ее мощность достигает 3500 *м*. В нижнем течении р. Маны, на Енисее и в районе г. Красноярска нижняя часть свиты представлена сероводородистыми известняками, черными глинистыми сланцами и песчаниками, выше которых местами распространены основные и кислые эффузивы и туфы, часто превращенные в хлоритовые и серицитовые сланцы. Над ними лежат граувакки, переслаивающиеся с песчано-глинистыми сланцами и редкими прослоями известняков. Верхнепротерозойские слои перекрываются толщей пород с кембрийской фауной в средних горизонтах. Соотношения между кембрием и протерозоем не выяснены.

К нижнему протерозою в западной части Восточного Саяна относят толщу графитистых мраморов и сланцев с базальным конгломератом в основании (И. А. Молчанов), сопоставляя ее с протерозоем Енисейского кряжа. Выше залегают хлоритовые известняки и офикальциты, перемежающиеся с известняково-хлоритово-серицитовыми и тальково-хлоритовыми сланцами туфогенного происхождения. Над ними лежат слоистые мраморы с прослоями глинистых сланцев и графитовые мраморы. В бассейне р. Маны мощность свиты превышает 2000 *м* (И. А. Молчанов, В. М. Чаиркин).

С породами мурожно-татарского комплекса Енисейского кряжа сопоставляется свита филлитов с прослоями мраморов и кварцитов, часто превращенных в гнейсы, среди которых преобладают эпидото-роговообманковые, роговообманково-биотитовые, роговообманково-биотито-хлоритовые. Часть филлитов и сланцев образована за счет основных и средних эффузивов. Мощность свиты определяется в 2000 *м*.

В восточной (восточносибирской) части Восточного Саяна С. В. Обручев приводит следующий разрез протерозойских отложений:

Верхний протерозой

Слюдоносные граниты — аналог посольненских гранитов Енисейского кряжа.
Филлиты и филлитизированные песчаники с прослоями кварцитов. Туфогенные песчаники, кварцевые порфиры, порфириты и их туфы . . . . . 5000 *м*

Средний протерозой

Кристаллические известняки и доломиты с прослоями известняковых и хлоритовых сланцев в верхней половине . . . . . 7000 „

Нижний протерозой

Серицито-хлоритовые, слюдисто-хлорито-гранатовые, амфиболо-гранатовые и скаполито-гранатовые сланцы с прослоями кварцитов и известняков 2500 „
Разнообразные филлиты и сланцы с прослоями известняков в верхней части . . . . . 4000 „
Графитизированные сероводородистые известняки с прослоями кварцитов и конгломератов . . . . . 5000 „

Архей

Гнейсо-граниты.

Следует оговориться, что, в связи с чрезвычайно сложной тектоникой этой части Восточного Саяна, приведенный разрез, повидимому, не вполне точен. Так, в результате работ последних лет в некоторых горизонтах карбонатных пород, относимых ранее к протерозою, была собрана фауна археоциат, т. е. установлен их кембрийский возраст. Кроме того, разрез Обручева очень плохо увязывается с приведенными выше разрезами смежных районов Забайкалья.

Протерозойские отложения Кузнецкого Ала-Тау, по имеющимся данным, различным по своей достоверности, представлены метаморфизованными эффузивно-осадочными образованиями, мраморами, кварцитами и кристаллическими сланцами.

В Хакассии выделяется также нерасчлененный кембрий и протерозой: разнообразные мраморизованные известняки, часто доломитизированные, сероводородистые. В средней части разреза — зеленовато-серые конгломераты, песчаники и глинистые сланцы, а также диабазы, спилиты и туфогенные породы. В известняках значительную роль играют прослои кремнистых пород. Нижняя часть разреза характеризуется водорослями (*Newlandia, Collenia, Osagia*), верхняя — археоциатами.

В Туве заведомо докембрийские образования выходят на юго-востоке (нагорье Сангилен), где их возраст доказывается трансгрессивным и несогласным налеганием на них кембрийских (?) слоев (А. Л. Додин, В. В. Архангельская). Они представлены там мощной толщей биотитовых и амфиболовых гнейсов, гранулитов, кварцево-серицитовых и хлорито-серицитовых сланцев, кварцитов и мраморов.

По данным Г. И. Кириченко, нижнепротерозойские отложения Енисейского кряжа в разрезах по р. Ангаре лежат на архейских гнейсах несогласно с базальным конгломератом в основании. Нижнепротерозойские породы кряжа собраны в сложные складки северо-западного простирания, усложненные плойчатостью и гофрировкой. Северо-западное простирание характерно также и для среднепротерозойских складок Енисейского кряжа. Г. И. Кириченко наблюдал трансгрессивное налегание отложений среднего протерозоя (ангарская свита) на нижнепротерозойских в разрезах по рр. Ангаре и Большому Питу. Наконец, верхнепротерозойские отложения кряжа дислоцированы значительно слабее среднепротерозойских и собраны в простые складки северо-восточного простирания (по Ю. А. Кузнецову, С. В. Обручеву и Г. И. Кириченко).

В Восточном Саяне, по данным И. А. Кобеляцкого, М. М. Одинцова и С. В. Обручева, протерозойские складки имели постумный характер и следуют с некоторыми отклонениями направлению архейской складчатости (северо-запад). Местные очень значительные отклонения протерозойской складчатости, отмеченные в некоторых частях хребта, обусловлены, по мнению этих геологов, отчасти приспособлением складок к архейским структурам, а отчасти переработкой их каледонской складчатостью.

Направление докембрийских складок в пределах красноярской части Восточного Саяна также северо-западное, но имеются складчатые структуры северо-северо-восточного простирания (например, в Идарском белогорье). Насколько можно судить по прослоям мраморов в гнейсах, докембрийские складки имеют очень крутой наклон крыльев при дополнительной сложной гофрировке слоев.

Характерной особенностью области выходов докембрийских пород в Восточном Саяне является наличие мощных зон дробления.

Докембрийские отложения Кузнецкого Ала-Тау, по данным А. Л. Додина, слагают ядро антиклинория, осевая часть которого расположена на западном склоне хребта в 30—50 *км* от его гребня. Выходы докембрийских пород прослеживаются от р. Мрас-Су до р. Бель-Су. Далее к северу они скрыты под более молодыми отложениями и появляются вновь по р. У-Су близ устья р. Куржулат в виде небольшого участка, сложенного карбонатно-сланцевыми отложениями протерозоя.

На юго-востоке Тувинской области (нагорье Сангилен) докембрийские отложения, по нашим наблюдениям, слагают мощную антиклинальную складку запад-северо-западного, близкого к широтному направления, погружающуюся к востоку (в сторону Прикосоголья в Монголии).

К нижнему протерозою Енисейского кряжа Ю. А. Кузнецов относит «Посольненскую гранитную интрузию», представленную гнейсовидными

микроклиновыми гранитами с редкими ксенолитами амфиболитового состава. В краевых частях интрузии иногда появляются мелкие дайки адамеллитов. Гранитные массивы сопровождаются широким ореолом мигматитов. С гранитами Посольненской интрузии связаны слюдоносные пегматиты, представленные, по данным Якжина, четырьмя типами: 1) письменными пегматитами 2) слабо расслоенными микроклин-плагиоклазовыми пегматитами, 3) микроклино-кварцево-плагиоклазовыми пегматитами и 4) альбитовыми пегматитами.

Наибольшее количество промышленных мусковитовых жил сосредоточено в третьем типе, а четвертый тип наиболее богат бериллом.

К нижнему протерозою Кузнецов относит также «Нижне-Канскую» гранитную интрузию, внедрение которой «имело место после складчатости и метаморфизма» описанной формации, «а также после интрузии слюдоносных пегматитов», т. е. отделено от Таракской интрузии огромным промежутком времени. Эта интрузия отличается (по Кузнецову) от Таракской «окраской, плохо проявленной микроклиновой решеткой в калиевом полевом шпате, обилием магнетита, рыхлым сложением, прозрачным, серым или дымчатым кварцем и т. п.». В восточной части плутона в нижнеканском граните наблюдаются громадные включения массивных мигматитов, близ которых породы интрузии принимают адамеллитовый состав. В западном контакте обильны шлиры кварцево-диоритового состава.

Мелкие тела гранодиоритов и диоритов, распространенные севернее главного плутона, Кузнецов рассматривает как продукты контаминации гранитной магмы.

Жильная свита Нижне-Канской интрузии представлена обильными инъекциями аплитов и пегматитов и очень редкими лампрофирами (единичные дайки спессартита).

В пегматитах и других породах северной контактовой зоны Нижне-Канской интрузии иногда наблюдается вкрапленность халькопирита. В центральной части массива встречены кварцевые жилы со следами золота. В шлихах речек, омывающих массив, встречены магнетит, сфен, ильменит, амфибол, эпидот, биотит, циркон, апатит, рутил, турмалин.

Аналогичные граниты очень широко распространены в Восточном Саяне и известны там под названием «древних розовых порфировидных катаклазированных гранитов». Они выходят в виде преимущественно небольших массивов в бассейнах рр. Туманшет, Тагул, Гутар, Большая и Малая Бирюса, Уда, Ия, Ока, Урак и Онот. Наиболее распространенным типом являются крупнозернистые порфировидные граниты светло-серого, желтоватого и розоватого цвета, состоящие из микроклина, кварца, альбит-олигоклаза, биотита и мусковита с акцессорными сфеном, цирконом, монацитом и апатитом. По периферии массивов эти граниты переходят в гибридные разности с гиперстеном, связанные часто постепенными переходами с чарнокитовыми гнейсами.

Указывая, что ксенолиты этих гранитов часто встречаются в протерозойских слюдоносных гранитах, многие исследователи Восточного Саяна (С. В. Обручев, М. Л. Лурье, И. А. Кобеляцкий и др.) относят их к архею.

К среднему протерозою Ю. А. Кузнецов относит крупные массивы гранитоидов, с которыми связано золотое оруденение Енисейского кряжа, не отделяя их от гранитов западных склонов кряжа («усть-ангарский» или «стрелковский» тип), что представляется нам недостаточно обоснованным и вряд ли отвечает действительности, так как минерализация «усть-ангарских гранитов» значительно отличается от минерализации, связанной с золотоносными гранитами. Поэтому мы рассмотрим отдельно обе интрузии.

Золотоносные граниты метаморфизуют самые верхние горизонты среднепротерозойских отложений и представлены биотитовыми микро-

клиновыми гранитами, переходящими в роговообманковые граниты, банатиты и адамеллиты. Связанные с этими гранитами золоторудные месторождения северной части кряжа представлены кварцевыми жилами с пиритом, арсенопиритом, галенитом и свободным золотом. Вероятно, с золотом присутствует также шеелит, встречающийся достаточно часто в золотоносных россыпях. Пегматитовые жилы, связанные с золотоносными гранитоидами, иногда несут касситерит. Таковы, например, Енашиминское и Усть-Тальское оловянные месторождения. В первом касситерит встречен в шерловых и лепидолито-турмалиновых пегматитах вместе с литиевыми слюдами, розовым турмалином, мусковитом и бериллом. Во втором — в свите грейзенизированных пегматитовых жил среди ороговикованных пород совместно с лепидолитом, турмалином, флюоритом и вольфрамитом.

Интересно оловянное месторождение Кварцевый Ключ в контакте гранита со слюдистыми сланцами. В сланцах обнаружено золото, а в милонитизированных гранитах — олово. Для милонитизированной зоны характерна обильная флюоритизация и совместное с ней медное оруденение (халькопирит). Касситерит распространен в шлихах р. Прелой и по ее притокам — Золотому, Киликей и Конкину, а также в долине р. Большого Пита близ устьев ключей Брусничного и Глушихи.

В ряде пунктов известны связанные с золотоносными гранитами кварцевые жилы с галенитом, сфалеритом и пиритом.

В южной части Енисейского кряжа золотоносные россыпи Посольно-Кузеевского района пространственно связаны с «Белогорской интрузей» Ю. А. Кузнецова, а в непосредственной близости от наиболее крупного массива этой интрузии находится коренное золото-вольфрамовое месторождение — Мало-Кузеевское, расположенное на водоразделе р. Малой Весниной и ключа Анненского. Месторождение представляет систему кварцевых жил в гранатовых гнейсах канского комплекса. Рудные минералы — обильный галенит, редко сфалерит, пирит и халькопирит, золото и вольфрамит, присутствующий в крупных кристаллах в большом количестве вместе с богатым видимым золотом.

В Богунаевском золоторудном месторождении (р. Богунаевка) южной части Енисейского кряжа, представленном кварцевыми жилами с халькопиритом, галенитом, сфалеритом и золотом, обнаружен молибденит.

В составе Белогорской интрузии Кузнецов выделяет: гранит-порфиры, аляскитовые аплит-граниты, аплит-пегматиты и кварцевые порфиры гипабиссального характера.

Типичными представителями гранитоидов западных склонов Енисейского кряжа являются «Стрелковский шток» у устья р. Ангары и аболаково-рудиковский гнейсо-гранит, выходы которого расположены севернее по р. Енисею.

«Стрелковский» гранит со свитой сопутствующих ему ортотектитовых и пегматитовых жил внедрился в толщу карбонатных пород среднего протерозоя (по Кузнецову). Он состоит из резко преобладающего над другими минералами микроклина в крупных порфиробластах, для которого характерна сильная метасоматическая пертитизация по краям зерен. В небольшом количестве (10—15%) присутствует сильно серицитизированный альбит и альбит-олигоклаз. Кварц (около 30%) ксеноморфен к микроклину. Биотит обычно обесцвечен и хлоритизирован. Почти всегда присутствует мусковит, частично в сростках с биотитом, частично развивающийся по полевому шпату. Изредка появляется турмалин, причем одновременно наблюдается микропегматитовое срастание кварца и ортоклаза.

Связанные с этой интрузией дайковые граниты представлены то грубозернистыми светлыми гранитами с гнездами турмалина и участками с пегматитовой структурой, то своеобразными мусковитовыми гранитами

с аллотриоморфной структурой. В первой разности плагиоклаз представлен альбитом, над которым количественно преобладает микроклин, очень сильно пертитизированный. Кварц — в нормальном количестве. Присутствуют биотит, мусковит и топаз, выполняющий вместе с мусковитом миаролитовые пустоты. Вторая разновидность состоит из альбита, калиевого полевого шпата, кварца, обильного мусковита и топаза. По трещинам в породу иногда проникает в большом количестве флюорит. Мусковит имеет розоватую окраску и слегка плеохроирует, что указывает на примесь лития. Гранит центральной части даек по химическим анализам обнаруживает ясную принадлежность к щелочным гранитам. В периферических частях появляется немного кальция за счет, очевидно, ассимиляции вмещающих известняков.

Пегматиты представлены хорошо выраженными жилами пегматоидной структуры, сложенными в центральной части микроклином, кварцем, зеленоватой слюдой с примесью флюорита, а по периферии мелкозернистым альбитом. Часто встречаются многочисленные жилки аплита, состоящие из калиевого полевого шпата, альбита и кварца. Особенно распространены жилки среднезернистого альбита.

Аболаково-Рудиковский массив сложен гнейсовидным двуслюдяным гранитом, иногда с большим количеством мусковита, турмалина и флюорита. С этим гранитом связаны пегматитовые жилы, залегающие непосредственно в самом граните.

К этому же типу относится интрузия мусковитового гранита, вскрытая вдоль правого берега р. Кии и в устье ключа Коленькина (красные граниты из калиевого полевого шпата, кислого плагиоклаза и большого количества мусковита).

Гидротермальные проявления, связанные с гранитами усть-ангарского типа, представлены:

1. Наиболее древними секущими и послойными кварцево-карбонатными жилами с пиритом, дислоцированными одновременно с вмещающими их породами.

2. Секущими их кварцево-карбонатными жилами с сульфидами меди, свинца, цинка, железа и мышьяка, связанными с гранитоидами (вкрапленность сульфидов отмечается в пегматитах, переходящих в кварцево-мусковитовые и кварцевые жилы с сульфидами же). К этому типу относятся месторождения Усть-Ангарское, Каргинское, Савенское и др.

3. Наиболее молодыми карбонатными жилами и зонами дробления с пиритом.

Золотого оруденения в связи с гранитоидами усть-ангарского типа неизвестно.

Наконец, наиболее юными протерозойскими породами Енисейского кряжа являются щелочные сиениты, распространенные в виде мелких дайкообразной формы интрузий. Оруденения, связанного с этими интрузиями, покуда неизвестно.

Остается упомянуть об основных интрузиях, распространенных в Енисейском кряже довольно широко и встречающихся в составе всех трех докембрийских метаморфических комплексов. Это различные диабазы, габбро-нориты и норито-перидотиты. Инъекции основной магмы повторялись неоднократно, причем характерно, что обычно они имели место раньше основных фаз складчатости и кислых интрузий.

В заключение следует отметить, что намеченное выше возрастное положение различных интрузивных комплексов Енисейского кряжа является лишь первой и далеко еще не совершенной попыткой классификации их по возрасту. Например, предварительное определение возраста гранитов Таракской интрузии показало их несомненную принадлежность к протерозою (а не к архею), что влечет за собой необходимость пересмотра всей стратиграфической протерозойской колонки.

Точно так же совершенно, повидимому, различны (во всяком случае в металлогеническом отношении) золотоносные граниты центральной зоны кряжа от гранитов его западной периферии, о чем уже упоминалось. Но, несмотря на это, уже сейчас намечаются основные особенности металлогении кряжа, проявленные в отчетливо вырисовывающемся поясе развития золотого оруденения, сопровождающегося оловянным и редкометальным оруденением, вдоль центральных и восточных районов кряжа. Вдоль западной периферии кряжа протягивается пояс существенно полиметаллического и редкометального оруденения, в котором золотые месторождения встречаются уже спорадически редко.

В Восточном Саяне С. В. Обручев и И. А. Кобеляцкий относят к протерозою интрузии основных и ультраосновных пород (габбро, габбро-диабазов, перидотитов, дунитов, гарцбургитов и серпентинитов), развитые между рр. Агул и Уда, где ими сложен ряд сравнительно небольших массивов, вытянутых в северо-западном направлении. Севернее, на правобережье р. Кана в Идарском белогорье пироксениты образуют ряд штоков и даек северо-восточного и меридионального простирания в хлоритово-тальковых сланцах. Гальки серпентинитов встречены в базальном конгломерате нижнего кембрия на р. Огнит (приток р. Уды).

К протерозою Восточного Саяна большинство геологов относят также интрузию «слюдоносных гранитов», чрезвычайно там широко распространенную. Для этой интрузии наиболее характерны серые, нередко порфировидные биотитовые граниты, сопровождающиеся большим количеством пегматитовых и аплитовых жил. В. Ф. Донцов различает в Восточном Саяне две разновидности протерозойских гранитов — розовые мелко- и среднезернистые амфиболовые граниты, связанные с гнейсами постепенными переходами, и более молодые серые биотитовые граниты, дающие переходы к гранодиоритам и граносиенитам (по И. А. Молчанову и В. М. Чаиркину).

Слюдоносные граниты и связанные с ними жильные дериваты прорывают протерозойские породы, а также основные и ультраосновные интрузии, описанные выше. На рр. Бирюсе и Огнит слюдоносные граниты трансгрессивно перекрываются нижнекембрийскими отложениями платформы (И. А. Кобеляцкий, С. В. Обручев).

В последних работах Г. А. Кудрявцева и В. В. Архангельской (1950 г.) слюдоносные граниты Восточно-Тувинского нагорья отнесены к салаирской фазе каледонского тектогенеза на том основании, что они прорывают якобы кембрийские отложения и встречены в гальке нижнесилурийских конгломератов. Необходимо отметить, что Кудрявцев и Архангельская помещают в основании разреза нижнекембрийских отложений Восточной Тувы толщу мраморов мощностью 2,5 *км*, сопоставляя ее с кембрийскими мраморами Прикосоголья (Монголия) и Восточного Саяна. Выше этих «базальных» мраморов они помещают мощную толщу (свыше 3 *км* мощностью) характерных для тувинского нижнего кембрия вулканогенных пород и кварцитов с рифовыми известняками в верхних горизонтах, на которой залегает толща карбонатных пород среднего кембрия.

В обоснование кембрийского возраста нижней толщи мраморов Г. А. Кудрявцев ссылается на находки кембрийской фауны в аналогичных якобы мраморах соседних районов Монголии и Восточного Саяна. Однако и в Монголии (по данным Н. Л. Кудрявцевой, 1947 г. и А. И. Педашенко, 1931 г.), и в Восточном Саяне фауна, собранная в мраморах, характеризует переходные горизонты от нижнего к среднему кембрию и совершенно аналогична фауне из рифовых известняков Тувы. Следовательно, эта фауна никак не может характеризовать базальные горизонты нижнего кембрия. По нашим наблюдениям, так же как и по наблюдениям большинства геологов, работавших в Восточной Туве (С. В. Обручев, М. Л. Лурье, Левенко и др.), мраморы нижних горизонтов разреза Куд-

рявцева и Архангельской относятся к докембрию, так же как и прорывающие их слюдоносные граниты.

Указанный Г. А. Кудрявцевым единственный факт прорывания будто бы этими гранитами фаунистически охарактеризованного кембрия близ прииска Хопто в Восточной Туве вызывает сомнения. Повидимому, в данном случае за «слюдоносные граниты» принята более молодая интрузия, например интрузия «микроклиновых гранитов», прорывающая породы нижнего девона, которая, по данным самого Кудрявцева, очень сходна с древней интрузией слюдоносных гранитов.

Протерозойская металлогения Восточного Саяна очень слабо изучена в настоящее время. Ее изучение значительно затрудняется наложением каледонской металлогении. Можно думать, что здесь сохраняются те же закономерности, что и в Енисейском кряже. В этом отношении очень интересно отметить наличие, повидимому, крупного оловянного месторождения в верховьях р. Белой, связанного с пегматитами и открытого в самое последнее время.

Наконец, в западной части Тувы А. Л. Додин к протерозою относит порфировидные гнейсо-граниты, гранодиориты и диориты «чонгемского комплекса», с которыми связаны железорудные месторождения контактово-метасоматического типа.

КАЛЕДОНСКИЕ СООРУЖЕНИЯ

Для характеристики каледонской тектоники и магматизма в табл. 3 приводятся наиболее характерные разрезы нижнего и среднего палеозоя в рассматриваемом регионе.

Из табл. 3 довольно отчетливо вытекает, каковы основные моменты развития каледонской геосинклинали и ее орогена.

Для всей рассматриваемой области развития каледонид разрезы нижне- и среднекембрийских отложений чрезвычайно сходны и представлены мощными толщами типично геосинклинальных образований как осадочных, так и вулканогенных, свидетельствующих об общем геосинклинальном погружении этой части региона в начале палеозоя.

Соотношение кембрийских и протерозойских осадков в пределах рассматриваемого региона в настоящее время выяснено лишь на территории Енисейского кряжа, т. е. за пределами развития каледонской складчатости, где С. В. Обручевым, Ю. А. Кузнецовым, Г. И. Кириченко и другими исследователями установлено повсеместно трансгрессивное и несогласное налегание кембрия на более древние образования. Трансгрессивное и несогласное залегание базальных горизонтов нижнего кембрия на архее и на протерозое установлено также в Восточном Саяне, в бассейнах рр. Огнит, Онот и Ия, но в области рассматриваемого участка каледонской геосинклинали несогласия и перерыва между кембрием и верхним протерозоем пока нигде не зафиксировано, кроме крайнего юго-восточного района Тувы (нагорье Сангилен). Однако и это несогласие нельзя принимать во внимание, так как, во-первых, не выяснен точно возраст кембрийских отложений, несогласно перекрывающих протерозой [1], а во-вторых, вовсе неясен возраст протерозойских слоев и никак нельзя утверждать, что они, именно, относятся к верхнему протерозою, а не немые толщи осадков, согласно подстилающие кембрийские слои.

По имеющимся данным можно предполагать, что рассматриваемая часть докембрийской геосинклинали не была замкнута в верхнем протерозое и геосинклинальные условия возобновились в ней с новой силой в каледонское время.

---

[1] А. Л. Додиным и В. В. Архангельской были собраны водоросли и археоциаты, характеризующие верхи нижнего — низы среднего кембрия в гальке нижнесилурийских (?) конгломератов, перекрывающих кембрийские отложения нагорья Сангилен в Юго-Восточной Туве.

Верхнекембрийские отложения, представленные обычно немыми толщами кластических осадков и в меньшей степени известняков, распространены в Западном Саяне и в районах, непосредственно примыкающих к нему с севера (А. Т. Сивов и А. А. Люберцев объединяют верхнекембрийские отложения Западного Саяна в «арбатскую формацию» и указывают на находки в известняках этой формации верхнекембрийских трилобитов).

Нижнесилурийские отложения начинаются толщей зеленых и серых окварцованных конгломератов с гальками кембрийских известняков с археоциатами (300—600 *м*). Далее следуют серые песчаники с пачками известняков с фауной *Angarela* (до 2000 *м*). Разрез заканчивается фиолетовыми и бурыми песчаниками и сланцами, местами окварцованными (разрез по р. Уюк, по данным Г. А. Кудрявцева, 1948 г.).

Фаунистически охарактеризованные нижнесилурийские отложения в настоящее время работами геологов Я. С. Зубрилина и П. В. Коростина прослежены вдоль южных склонов Западного Саяна по правобережью р. Енисея вплоть до пересечения Енисеем этого хребта. Западнее в пределах этой же зоны они выделяются В. А. Унксовым в Сютхольском районе, но там нижний силур фаунистически не подтвержден.

Таким образом, нижнесилурийские отложения сохранились в пределах весьма определенной, дугообразно изогнутой зоны, выпуклой к северу, совпадающей с Западным Саяном и пересекающей в юго-восточном направлении восточные районы Тувы. Эта зона, по нашим представлениям, соответствует осевому прогибу каледонской геосинклинали, имевшей в рассматриваемом участке симметричное строение. Юго-восточное продолжение центральной полосы каледонской геосинклинали С. В. Обручев и И. А. Кобеляцкий намечают от верховьев р. Енисея к верховьям р. Джиды.

По данным Г. А. Кудрявцева, нижнесилурийский базальный конгломерат ложится трансгрессивно и несогласно на фаунистически охарактеризованные кембрийские отложения. Это несогласие отвечает первой — салаирской — фазе складчатости каледонского тектогенеза. Некоторые геологи относят ее к верхам среднего кембрия. Поскольку верхнекембрийские отложения там, где они сохранились, неотделимы от среднекембрийских, а между кембрием и нижним силуром несогласие доказано, нам представляется более правильным поместить салаирскую фазу между верхним кембрием и нижним силуром (в конце кембрия).

Магматические проявления салаирской фазы представлены повсеместно распространенными интрузиями основных и ультраосновных пород (оливиновые габбро-нориты, гарцбургиты, пироксениты, реже перидотиты), обычно превращенными в серпентиниты. С этими породами связана большая часть известных месторождений асбеста, талька, магнезита, хромита и, вероятно, появление платины и осмистого иридия в шлихах некоторых золотоносных россыпей (Усинский район на Западном Саяне).

Верхнесилурийские отложения всюду, где они известны, ложатся на более древние толщи трансгрессивно с резко выраженным угловым несогласием, фиксируя наиболее интенсивно проявленную фазу каледонского тектогенеза — таконскую.

Магматизм таконской фазы представлен весьма сложным интрузивным комплексом (граниты, гранодиориты, диориты, габбро, перидотиты, граносиениты, сиениты), распространенным повсеместно на площади развития каледонских структур от хребта Арги на севере и до Монгольской границы на юге. Верхняя возрастная граница интрузий точно устанавливается в Туве и в Западном Саяне, где гальки перечисленных пород входят в состав верхнесилурийского базального конгломерата (лландовери).

Таблица 3

Сводная таблица разрезов нижне- и среднепалеозойских отложений (каледонский цикл)

Возраст		Хребет Танну-Ола	Южные предгорья Западного Саяна	Западный Саян	Районы, примыкающие с севера к Западному Саяну
Девон	Верхний	Разнообразные песчаники с прослоями конгломератов и аргиллитов с флорой *Ursa stufe*. Мощность 2 500—3 000 *м* Песчаники, иногда туфогенные с прослоями туффитов, мергелей и известняков. В основании базальный конгломерат. Мощность 1 000 *м*	? Песчаники, иногда туфогенные, с прослоями мергелей и известняков с фауной. В основании конгломерат. Мощность до 1 200 *м*	Красноцветные песчаники и конгломераты с нижнекаменноугольной флорой в верхних горизонтах. Мощность 500 *м* ?	Красные песчаники с прослоями песчанистых сланцев и конгломератов с остатками рыб и с флорой. Мощность 1 000 *м* Красные аргиллиты и мергели. Мощность 500 *м*
	Средний	*Плагиограниты—микродиориты—габбро-диабазы—биотитовые граниты—гранодиориты—диориты—габбро-сиениты*			
		Песчаники и сланцы с многочисленными мощными пачками известняков, прослоями конгломератов и кислых эффузивов. Фауна и флора. Мощность 2 000—3 000 *м*	Выпадает из разреза	Выпадает из разреза	Известняки с прослоями гипса. Песчаники, мергели и известняки Фауна и флора. Мощность 300—350 *м*
	Нижний	Основные эффузивы (спилиты), порфиры и кварцевые порфиры с прослоями песчаников, туфов, конгломератов. Местами в основании конгломерат. Мощность 2 000—2 500 *м*	Выпадает из разреза	Красноцветные песчаники и конгломераты, основные и кислые эффузивы. Местами в основании конгломераты. Мощность 1 500 *м*	Красные конгломераты, песчаники, сланцы, мергели, вулканические туфы, основные и кислые эффузивы, редко известняки. Мощность 200—1 900 *м*. Щелочные породы
		Стратиграфические несогласия	*Лейкократовые граниты—двуслюдяные граниты—граниты, диориты, сиениты*		
Верхний силур	Даутон	Выпадает из разреза	Выпадает из разреза	Основная масса верхнесилурийских осадков Западного Саяна в западной части хребта рассланцована и представлена разнообразными филлитами. Фауна, соответствующая верхним, средним и нижним горизонтам верхнего силура в сохранившихся прослоях известняков, песчаников, иногда конгломератов. К востоку мощность верхнесилурийских отложений резко уменьшается. Они представлены красноцветными отложениями.	Выпадает из разреза
	Лудлоу	Красные известковистые алевролиты с прослоями мергелей и песчаников. Фауна. Мощность 400 *м*	Известняки с отдельными пачками сланцев и песчаников. Фауна. Мощность 800 *м*		Выпадает из разреза
	Уэнлок	Массивные известняки с обильной фауной. Известняки, переслаивающиеся с глинистыми сланцами в верхних горизонтах и с песчаниками в нижних. Мощность 800 *м*	Песчаники с многочисленными пропластками и линзами известняков с обильной фауной. Мощность 2 600 *м*		Выпадает из разреза
	Лландовери	На юге выпадает из разреза. На севере — песчаники с фауной, мощный базальный конгломерат. Мощность 750 *м*	Песчаники и известняки с фауной. Базальный конгломерат. Мощность 2 500 *м*		Выпадает из разреза
Нижний силур		Проявления интенсивной складчатости	Граниты—адамеллиты—банатиты—диориты—габбро—перидотиты—граносиениты—сиениты		
		Выпадает из разреза	Известковистые песчаники и сланцы. Базальный конгломерат. Фауна. Мощность 650 *м*	Хлоритовые и серицитовые сланцы, эффузивы, прослои известняков с фауной. Мощность 3 000 *м*	Выпадает из разреза
		Стратиграфические несогласия		*Базиты и гипербазиты*	
Кембрий	Верхний	Выпадает из разреза		(?) Песчано-сланцевые и песчано-конгломератовые отложения, известняки, кислые эффузивы. Мощность 1 000 *м*	
	Средний	Рифовые известняки с прослоями агломератовых туфов, рассланцованных порфиритов, глинистых сланцев. Фауна середины Cm_2 в верхних горизонтах и переходная от Cm_1 к Cm_2 в нижних. Мощность 2 000 *м*			
	Нижний	Массивные известняки с фауной, микрокварциты, основные и кислые эффузивы, их туфы, полимиктовые песчаники и конгломераты Мощность свыше 3 000 *м*			

Примечание. Напечатанное курсивом — стратиграфические несогласия, напечатанное в разрядку — проявления интенсивной складчатости.

Севернее Западного Саяна верхнесилурийские отложения отсутствуют и верхняя граница интрузии устанавливается лишь по трансгрессивному налеганию на ней толщи вулканогенных нижнедевонских пород. Отсутствие силурийских отложений весьма затрудняет здесь отделение этой интрузии от следующей — верхнесилурийской, доказанной в Туве и на Западном Саяне. Обе интрузии здесь обычно объединяются, так же как и связанные с ними месторождения полезных ископаемых, что вносит большую путаницу в понимание металлогении этого района.

В Восточном Саяне, где доказанных верхнесилурийских отложений также пока неизвестно, в последних работах С. В. Обручева, И. А. Кобеляцкого и М. М. Одинцова к таконской фазе отнесена интрузия биотитовых и биотито-роговообманковых гранитов, реже гранодиоритов. В краевых частях этой интрузии нередки диориты и сиениты. Работы экспедиции ВСЕГЕИ (1950 г.) в центральной части Восточного Саяна подтвердили полную аналогию этой интрузии с Таконской интрузией Тувинской области (А. Л. Додин).

В Туве, где возраст таконского интрузивного комплекса устанавливается весьма точно, с ним связаны контактово-метасоматические месторождения железа (гематит) и меди (халькопирит, борнит и редко халькозин), месторождения золота, а также, повидимому, появление в шлихах шеелита и молибденита. Значительно сложнее выделить месторождения, связанные с таконской фазой в Хакассии, где силурийские отложения отсутствуют. По мнению большинства исследователей, с этой интрузией связано там подавляющее большинство месторождений золота, часть месторождений меди, свинца, цинка, молибдена и вольфрама (шеелит), а также некоторые месторождения железа.

Верхнесилурийские отложения распространены в Монголии, в Туве и в Западном Саяне. В районах, расположенных севернее Западного Саяна, они не обнаружены.

Верхний силур и девон Центральной и Восточной Монголии, по данным Ф. К. Шипулина, С. Н. Алексейчика и А. Я. Стефаненко, составляют единый комплекс осадков, в состав которого входят филлитовидные и глинистые сланцы и песчаники с прослоями и линзами известняков, мелкогравелистых конгломератов и метаэффузивов. Мощность этих пород большинством исследователей определена в несколько тысяч метров, однако некоторые геологи указывают, что мощность песчаниково-сланцевой свиты не менее 20 000 *м*. Отложение этих пород тесно связано образованием и развитием варисского геосинклинального прогиба.

В Западной Монголии разрез среднего палеозоя резко отличен и сходен с разрезами одновозрастных отложений Тувинской области как по составу и характеру осадочных и магматических образований, так и по структурным особенностям.

В Центральной и Западной Туве и на южных склонах Курташибинского хребта верхнесилурийские отложения достигают большой мощности. По направлению к востоку их мощность заметно уменьшается, а в Восточном Саяне они неизвестны.

Верхнесилурийские отложения западной части Западного Саяна представлены сильно рассланцованными и филлитизированными породами, интенсивно перемятыми и раздробленными. Среди толщ этих сланцеватых пород в тектонически обособленных блоках встречена фауна лландоверского яруса, уинлока и низов лудлоу. Большая часть этих сланцев палеонтологически нема, и В. А. Унксов условно отнес в 1946 г. наиболее измененные из них к нижнему силуру, хотя, по его данным, столь же интенсивно метаморфизованные сланцы часто встречаются и среди заведомо верхнесилурийской части толщи.

Восточнее — в бассейне р. Уюк — нижняя часть разреза верхнего силура представлена толщей главным образом красноцветных песчаников и песчанистых сланцев с редкими прослоями конгломератов, види-

мая мощность которой определяется в 1200 *м* (базальных горизонтов неизвестно). Выше залегают известняки, серые известковистые песчаники и сланцы с прослоями средних и кислых эффузивов (порфириты, кварцевые порфиры, реже диабазовые порфириты). Из осадочных пород этой верхней части толщи собрана обильная фауна уинлока. Мощность уинлокских отложений достигает 900—1000 *м*.

К югу от Западного Саяна разрез верхнесилурийских отложений западной части Тувы начинается базальным конгломератом и залегающими на нем палеонтологически немыми песчаниками. Эти песчаники согласно подстилают слои с фауной переходного типа от нижнего силура к лландоверскому ярусу и, по мнению некоторых геологов, относятся еще к верхним горизонтам нижнего силура. Но они являются неотъемлемой частью разреза верхнесилурийских отложений, трансгрессивно, с резким угловым несогласием ложатся на кембрийские и более древние отложения и начинают здесь новую — верхнесилурийскую — морскую трансгрессию. В Центральной Туве, на южных склонах Курташибинского хребта (между массивом Хаирхан и г. Шагонар), верхнесилурийские отложения начинаются базальным конгломератом лландоверского яруса. Южнее — в бассейне верховьев р. Элегест (р. Хурегечи) и далее к востоку вдоль хребта Западный Танну-Ола — в основании разреза верхнего силура лежит уже базальный конгломерат уинока. Наконец, на южном склоне хребта Танну-Ола, в районе, пограничном с Монголией, между рр. Хандагайты и Южный Торгалык, верхний силур вовсе выпадает из разреза. Там известны древнейшие метаморфические сланцы и девонские отложения, а силурийские, несмотря на достаточно детальное картирование, встречены не были.

Из сопоставления эрозионного среза, зафиксированного верхнесилурийской трансгрессией, с возрастом базальных горизонтов верхнесилурийских отложений в различных участках Тувы отчетливо намечается не только общее направление морской трансгрессии, но и неравномерный характер движений того времени. Оказывается, что среднепалеозойские эпейрогенические движения в рассматриваемом районе имеют непосредственную и тесную связь с развитием варисского Монгольско-Алтайского геосинклинального прогиба. Западная часть осевого прогиба каледонской геосинклинали, смятая в складки и приподнятая в таконскую орогеническую фазу, в верхнем силуре вновь начала погружаться в связи с общим погружением наметившейся к этому времени варисской геосинклинали в Монголии. Верхнесилурийское море постепенно внедрялось в виде залива со стороны этого геосинклинального бассейна в область раннекаледонских горных сооружений, отчетливо фиксируя положение основных структур, образованных к этому времени. К числу этих структур относятся:

1. Мощная зона поднятий, протягивающаяся от оз. Убса-Нур в Северо-Западной Монголии в район Прикосоголья, сливающаяся с Восточной Тувой и с Восточным Саяном.

2. Зона осевого прогиба каледонской геосинклинали на месте Западного Саяна и депрессия на месте хребта Западный Танну-Ола, существование которой подтверждается наличием известняков с *Collenia ferrata* в верховьях р. Чаадан и мощной толщей палеонтологически немых осадков в основании разреза лландоверри в бассейнах рр. Чадан, Хундургей, Шеми и Чергак.

3. Зона раннекаледонских поднятий к северу от Западного Саяна, в современной Хакассии, в пределах которой верхнесилурийские слои вообще выпадают из разреза. Западная граница этой зоны проходила, повидимому, вдоль северо-западных склонов Кузнецкого Ала-Тау, где заведомо верхнесилурийских осадков до сих пор не обнаружено, а встреченные Д. В. Никитиным в Тамбарском районе (северо-западная часть хребта) пирокластические толщи, подстилающие нижнедевонские отло-

жения, палеонтологически немы и фациально резко отличны от верхнесилурийских отложений Салаира и Тувы.

Верхнесилурийское погружение южной части каледонской геосинклинали было прервано в самых верхах силура новой вспышкой орогенеза, которая отчетливо фиксируется повсеместным выпадением из разреза даунтона и верхней части лудлоу и несогласным налеганием нижнедевонских слоев на силурийские. Этой (эрийской) фазе предшествовало оживление вулканизма, начавшееся в уинлоке и продолжавшееся, вероятно, в лудлоу (западная и восточная части Тувы). Эрийская фаза складчатости наиболее интенсивно проявилась в зоне осевого прогиба каледонской геосинклинали (Катунские белки → Западный Саян → → Восточная Тува → Джидинский район Забайкалья) и завершилась интрузией кислых калиевых гранитов, повидимому, широко распространенных в области Западного Саяна и известных в Туве под названием сютхольского комплекса.

Изверженные породы этого комплекса представлены калиевыми двуслюдяными гранитами, с которыми связаны небольшие поля пегматитовых и кварцево-турмалиновых жил, иногда сопровождаемых грейзенами. Турмалинизация свойственна также пегматитам, но является в них более поздним, наложенным, пневмо-гидатогенным процессом и отмечается также вне связи с жильными образованиями по трещинам в грейзенах (по В. А. Унксову и Т. Н. Ивановой). Вместе с доминирующим турмалином в кварцевых жилах присутствует вольфрамит и иногда берилл. Подобные калиевые граниты (типа джойского) с биотитом и мусковитом, к которым в периферических частях присоединяется роговая обманка, а также лейкократовые аплитовидные граниты, типичны для Западного Саяна. Они проникают там в верхний силур в отличие от таконских, галька которых входит в состав базальных верхнесилурийских конгломератов.

В Хакассии позднекаледонскую интрузию невозможно отделить от таконской в связи с отсутствием там силурийских отложений. Мы предположительно относим к этому времени интрузии калиевых гранитов, распространенных близ станции Сон (порфировидные граниты с крупными вкрапленниками ортоклаза, красные ортоклазовые граниты), сиениты и диориты в окрестностях рудника Юлия (Тырданов улус), аляскитовые граниты в районе Туима, с которыми там связано появление грейзенов, и некоторые другие. В связи с вышеизложенным любопытно отметить месторождение вольфрамита в 2 *км* к западу от Туима — единственное на восточных склонах Кузнецкого Ала-Тау, где вольфрамовая минерализация обычно проявлена в форме шеелита.

Нам кажется, что к этому же интрузивному комплексу следует отнести интрузии щелочных пород (малые интрузии граносиенитов, сиенитов и щелочных сиенитов — нефелиновых сиенитов, пуласкитов, нордмаркитов и тешенитов), достаточно широко распространенные в Хакассии и обнаруженные в последние годы в Восточной Туве. Во многих случаях устанавливается согласное залегание этих пород с вмещающими их нижнедевонскими эффузивами и явно несогласное — с кембрийскими. Они образуют крупные пластовые залежи и лакколиты (Ирбинский, Сайбарский). В краевых фациях щелочные породы часто имеют порфировое сложение и дают переходы к эффузивным ортофирам и фельзит-порфирам, а в центральной части сменяются гранитами и гранодиоритами. Можно думать, что щелочные интрузии завершают позднекаледонскую магматическую фазу.

Описанный комплекс имеет чрезвычайно много общего с интрузией калиевых лейкократовых гранит-порфиров и щелочных пород Джидинского района в Забайкалье, с которыми там связано редкометальное оруденение. Джидинский район расположен на восточном продолжении структур осевого прогиба каледонской геосинклинали в Тувинской

области и абсолютный возраст редкометального оруденения, по последним данным, определяется там в 320 млн. лет, т. е. точно соответствует возрасту позднекаледонской интрузивной фазы.

Нижнедевонские отложения Тувинской области по типу весьма близки к эффузивно-осадочным образованиям абаканской и качинской свит Кузнецкого Ала-Тау и вулканогенным толщам Саян, но не имеют ничего общего ни с существенно известняковыми отложениями Кузбасса и Салаира, ни с нормально-осадочными породами Восточной и Южной Монголии, где девонские отложения тесно связаны с верхнесилурийскими и образуют с ними единый нерасчлененный комплекс среднепалеозойских образований.

Отложения нижнего девона, повсеместно распространенные в зоне развития каледонских структур нашего региона, представлены мощной толщей вулканогенных пород, главным образом основных (спилиты). Менее характерны порфириты и кварцевые порфиры. Эффузивам подчинены прослои песчаников.

Дальнейшее накопление девонских осадков в различных районах происходило неравномерно. К северу от Западного Саяна девонские отложения относительно маломощны и представлены в эпиконтинентальных фациях. В Туве отчетливо намечается мощный девонский прогиб на месте современного хребта Танну-Ола, в котором мощность девонских отложений исчисляется тысячами метров.

Наиболее характерные разрезы девонских отложений Тувы и южной части Минусинской котловины приведены в табл. 4.

В Западном Саяне и в Тувинской области девонская седиментация была прервана проявлением тельбесской фазы каледонского орогенеза. Это доказывается трансгрессивным налеганием верхнедевонских слоев на более древние в Туве и в Западном Саяне. Последний к началу верхнего девона был не только вполне оформленным, но и в значительной степени эродированным кряжем, что достаточно отчетливо фиксируется трансгрессивным и несогласным налеганием верхнедевонских слоев на размытой поверхности кембрийских и силурийских отложений в южных предгорьях Курташибинского хребта (массив Аргалыкты). Одновременно на протяжении всего девона имело место почти непрерывное погружение «Тувинско-Алтайской депрессии», протягивающейся от Восточного Саяна (верхнее течение р. Додот) через хребет Танну-Ола к Чаган-Узунской депрессии на Алтае (верховья р. Чуи), отчетливо пересекающей каледонские структуры Тувы и вытянутой параллельно варисским складкам Монголии. Мощность девонских отложений в осевой зоне этой депрессии местами достигает 10 000 *м*.

В Кузнецком Ала-Тау, в Горной Шории и в Хакассии с тельбесской фазой складчатости связывают сложную интрузию биотитовых гранитов, гранодиоритов, диоритов, габбро и сиенитов, весьма сходную с таконской интрузией. С этой интрузией связываются все крупные эндогенные месторождения железа.

В Восточном Саяне, по данным С. В. Обручева и И. А. Кобеляцкого, к тельбесской фазе следует, повидимому, отнести интрузии граносиенитов (граниты, граносиениты, сиениты), распространенные в пределах зоны северо-западного простирания, протягивающейся от р. Гутар через р. Малая Бирюса, р. Уду, верховья р. Ии, р. Хойто-Аха, верховья р. Сорок, Ботогольский графитовый рудник и р. Урик выше р. Амбарто-Гол. Верхняя возрастная граница интрузии определяется находками галек граносиенита в конгломератах верхнего девона.

Г. А. Кудрявцев в Восточной Туве относит к тельбесской фазе небольшие штокообразные тела порфировидных щелочных гранитов, а также интрузию микроклиновых гранитов, дающих переходы к типичным гранит-порфирам и приуроченных часто к зонам дизъюнктивных нарушений. С этими гранитами часто ассоциируются сиениты, происхожде-

Наиболее характерные разрезы девонских отложений Тувинской

	Западная Тува (по А. Л. Додину)	Хребет Танну-Ола (по данным П. В. Коростина, Я. С. Зубрилина и В. А. Уяксова)	Северные предгорья хребта Танну-Ола (по Д. В. Вознесенскому и Я. С. Зубрилину)
Верхний девон	Не обнаружены	**Аргузунская свита** 1. Серые песчаники. Мощность 160 *м* 2. Фиолетовые песчаники. Мощность 110 *м* 3. Пестроцветная толща мелко- и тонкозернистых осадков и пирокластических пород. В средине пласт известняка. В верхних горизонтах флора *Ursa stufe*. Мощность 470 *м* 4. *Известковистая* конгломобрекчия из обломков нижнедевонских основных эффузивов. Подстилается пачкой косослоистых песчаников с линзами мелкогалечных конгломератов. Мощность 390 *м* Общая мощность 1 130 *м*	**Аргузунская свита** Песчаники с прослоями мелкогалечных конгломератов. Флора *Ursa stufe*. Мощность 3 000 *м* Разнообразные песчаники с прослоями мергелей, аргиллитов и туфов с верхнедевонской флорой. Мощность свыше 1 000 *м* Общая мощность 4 000 *м*
Средний девон	Кварцевые порфиры и порфириты. Мощность 420 *м* Сферолитовый порфир Мощность 60 *м* Песчаники и конгломераты с фауной кораллов *живетского яруса*. Мощность 280 *м* Кварцевые порфиры и порфириты. Мощность 240 *м* Сферолитовый порфир Мощность 80 *м* Кварцевые порфиры и порфириты. Мощность 120 *м* Общая мощность 1 020 *м*.	**Таннуольская свита** *Серые песчаники с прослоями* конгломератов, алевролитов, мергелей, известняков. Скудные флора и фауна среднего девона. Мощность 3 000 *м* **Мгурская свита** *Известняки, эффузивы, песчаники* и сланцы. В карбонатных разностях фауна живетского яруса. По направлению с юго-запада на северо-восток постепенная смена фаций от морских через лагунно-континентальные (*с солью и гипсом* — „тузтагская свита") к континентальным. Мощность 3 000—4 000 *м* Общая мощность 6 000—7 000 *м*	*Мощная толща* песчаников и сланцев с пачками известняков и прослоями конгломератов. В известняках брахиоподы и кораллы верхов среднего девона. В нижних *горизонтах песчаники*, переслаивающиеся с основными эффузивами и их туфами. Общая мощность 3 000 *м*
Нижний девон	Красноцветные песчаники и конгломераты Песчаники и сланцы с фауной кораллов и мшанок *Порфириты. Мощность* 220 *м* Красные песчаники и конгломераты Красные конгломераты Общая мощность 800 *м*	Кварцевые порфиры и фельзит-порфиры с прослоями туфоконгломератов в верхних горизонтах. Мощность 650 *м* Миндалекаменные порфириты *с прослоями туфов и туфобрекчий*. Мощность 350 *м* Песчаники, сланцы и конгломераты, иногда туфогенные, с прослоями кислых эффузивов. Мощность 950 *м* Общая мощность 1 950 *м*	Мощная толща вулканогенных пород, представленных основными эффузивами (спилиты). Менее характерны *порфиры и кварцевые порфиры*. Эффузивам подчинены редкие прослои песчаников, туфов и конгломератов Общая мощность 2 500 *м*

ние которых А. Г. Кудрявцев объясняет ассимиляцией гранитами известняков. Перечисленные породы метаморфизуют вулканогенные нижнедевонские слои и встречены в гальке верхнедевонских конгломератов.

В Центральной и Западной Туве тельбесский интрузивный комплекс представлен малыми интрузиями плагиогранитов, микродиоритов и габ-

Таблица 4

автономной области и южной окраины Минусинской котловины

Южные предгорья Курташибинского хребта у пос. Аргузун (по Д. В. Вознесенскому)	Восточная Тува (Бий-Хем, Уюкская впадина, по П. В. Коростину)	Южная окраина Минусинской котловины
Полимиктовые песчаники с прослоями мергеля с верхнедевонской флорой. Мощность 100 *м* Туфы, туфопесчаники и туффиты. Мощность 120 *м* Песчаники и известковые аргиллиты с флорой. Мощность 235 *м* Мергель. Мощность 70 *м* Слоистый стекловато-пепеловый туф. Мощность 65 *м* Мергель. Мощность 120 *м* Туффит. Мощность 40 *м* Аргиллиты и песчаники, внизу известковистые. Мощность 275 *м* Алевролит со *Spirifer verneuili*. Мощность 45 *м* Брекчированный известняк. Мощность 20 *м* Известняки, мергели и песчаники с фауной низов верхнего девона. Мощность 40 *м* Базальный конгломерат. Мощность 15 *м* Общая мощность 1 145 *м*	Красные песчаники с прослоями конгломератов. Мощность 1 000 *м* Серые песчаники и алевролиты. Мощность 350 *м* Красноцветные косослоистые песчаники с флорой. Редкие линзы и прослои конгломератов. Мощность 1 100 *м* Мелкогалечные конгломераты с прослоями и линзами песчаников. Мощность 350 *м* Общая мощность 2 800 *м*	Красноцветные и зеленые косослоистые песчаники и конгломераты с остатками рыб, пелеципод и растений. Мощность 1 000 *м* Известковистые песчаники и известняки с *Collenia* sp. Мощность 20 *м* Красноцветные песчаники. Мощность от 250 до 450 *м* Общая мощность 1 470 *м*
Выпадает из разреза	В верхней части разреза тонкопереслаивающиеся песчаники, мергели, алевролиты и битуминозные известняки. Внизу — красноцветные и серые песчаники. В мергелях флора среднего девона и пресноводная фауна (эстерии) Общая мощность 1 750 *м*	Конгломераты, граувакковые песчаники, *мергели и известняки* (верхи живета) Лабрадоровые порфириты, палеобазальты, их туфы и миндалекаменные разности Конгломераты, пестрые песчаники и *мергели*, вмещающие мощный горизонт известняков с кораллами и брахиоподами (*Spirifer unbifer* и др.) Конгломераты, пестрые песчаники и мергели с *Asteroxylon elberfeldense* низов среднего или верхов нижнего девона Общая мощность 330 *м*
Выпадает из разреза	Эффузивы средние и кислые с подчиненными прослоями песчаников — 1 000 *м* Средние и кислые эффузивы с прослоями туфобрекчий Эффузивы средние, реже основные с прослоями туфов и конгломератов Базальный конгломерат. В гальке эффузивы и известняк с фауной уинлока Общая мощность 3 400 *м*	Песчаники, конгломераты и сланцы с растениями. Мергелистые известняки с остатками брахипод и кораллов. Красноцветные песчаники и конгломераты с флорой. Основные эффузивы и их туфы Общая мощность 1 900 *м*

бро-диабазов, с которыми ассоциируются небольшие контактово-метасоматические месторождения гематитовых и магнетитовых руд.

На границе среднего и верхнего девона (?) имела место еще одна интрузивная фаза, представленная малыми гипабиссальными интрузиями кислых калиевых гранитов, реже гранодиоритов, адамеллитов и других

пород, объединенными под названием улатайского интрузивного комплекса. Состав пород комплекса варьирует от кислых, несколько альбитизированных лейкократовых гранитов, микрогранитов и гранит-порфиров до гранодиоритов и адамеллитов.

Возраст этих пород не вполне ясен. Связанное с ними железное и кобальтовое оруденение проникает в средний девон. Мы склонны считать их последней интрузивной фазой, завершающей развитие каледонского магматизма.

После отложений вернедевонских осадков в Тувинской области имел место длительный перерыв седиментации, возобновившейся лишь в начале перми образованием угленосных толщ, соответствующих по составу флоры балахонской свите Кузнецкого бассейна.

Нижнепермские угленосные слои ложатся в Тувинской области на средний палеозой со стратиграфическим несогласием. Непосредственно выше их в разрезе осадочных образований Тувы следует юрская угленосная толща с выпадением не обнаруженного покуда триаса. Юрские отложения дислоцированы относительно слабо. Наконец, отмечаются позднетретичные и четвертичные разломы и дислокации, создавшие молодой горный рельеф Тувы. Эти движения не сопровождались интрузиями и происходили в условиях, близких к платформенным. Известны только поверхностные излияния основной базальтовой магмы в кайнозое.

В Минусинской котловине, начиная с среднего палеозоя, имели место эпейрогенические движения, повлекшие за собой глубокий прогиб котловины с накоплением толщ верхнепалеозойских осадков. Здесь выделяются: 1) каменноугольные отложения, представленные песчано-известковистыми породами со стволами лепидодендронов и с остатками рыб *Acontiodi* и *Palaeoniscidi* (Минусинская свита), мощностью до 1200 *м;* 2) угленосные пермские отложения, представленные конгломератами, песчаниками и сланцами с многочисленными пластами углей, общей мощностью до 2000 *м*.

Пермские отложения прорваны силлами палеобазальтов (аналог траппов).

Выше верхнепалеозойских осадков частично сохранились юрские, представленные угленосными песчаниками и глинистыми сланцами с прослоями конгломератов. В Балахтинской мульде (к югу от Сонгонского кряжа и Курбатовского белогорья) общая мощность юрских отложений достигает *1000 м*.

Верхнепалеозойские и юрские осадки сохранились в трех крупных впадинах — Хакасско-Минусинской, Енисейско-Чулымской и Ачинской. Между впадинами проходят хребты, сложенные дислоцированным древним палеозоем, причем складки палеозойских пород подчинены каледонскому структурному плану. Это — хребты Оглахты и Унюк между южной и средней впадинами на юге, а на севере — хребет Батеневский. Между хребтами Унюк и Батеневским расположена небольшая Сыдинско-Ербинская впадина. Среднюю впадину с северо-востока ограничивает хребет Базырско-Можачский. Средняя и северная впадины связываются равниной, известной под названием «Ужурских ворот».

Верхнепалеозойские и юрские слои собраны в пологие брахискладки чаще восточно-северо-восточного простирания и реже меридионального (близ Кузнецкого Ала-Тау в средней впадине). Значительно более напряженные дислокации отмечаются близ ограничивающих впадины хребтов, где толщи верхнепалеозойских и юрских осадков часто поставлены на головы и даже иногда опрокинуты, тогда как в центральных участках впадин залегание палеозоя и юры очень пологое (3—5°).

Наиболее резко это проявлено на стыке Западного Саяна с Минусинской котловиной, по дизъюнктивному шву, известному в литературе под названием «Саянского сбросо-надвига».

По описанию А. Г. Сивова и А. А. Люберцева, Саянский разрыв образует в плане дугу общего северо-восточного простирания, причем размах дизъюнктива явно нарастает с запада на восток, где он, видимо, и принимает характер надвига, оставаясь на западе типичным взбросом с незначительной амплитудой перемещения.

Отложения девона, образующие в пределах Минусинской котловины пологие открытые складки северо-западного простирания с падением крыльев в 10—15°, близ Западно-Саянской структуры дислоцированы очень интенсивно. Девонские слои местами поставлены на головы или опрокинуты к северо-западу, причем в таких случаях резко сменяется простирание с северо-западного на широтное или северо-восточное, подчиненное контурам жесткой рамы Западного Саяна.

В юго-западном участке, где надвинутая часть сложена эффузивами кембрия, а подмятая — экструзиями девона, углы наклона плоскостей разрыва 70—75°, причем тектоническое сопряжение отмечается развитием интенсивной рассланцовки и дробления вдоль дизъюнктива. В северном участке, где надвинутая часть сложена девонскими эффузивами или конгломератами и песчаниками, а подмятая — мергелисто-известняковыми осадками среднего и верхнего девона, углы наклона надвига выполаживаются до 55—60°. Дизъюнктив расщепляется и образует ряд чешуйчатых структур весьма скромной амплитуды перемещения. Наконец, в крайнем северо-восточном пункте развиваются ясные зоны волочения, сопровождаемые интенсивной милонитизацией и развитием брекчий.

Зона дизъюнктива явилась исключительно благоприятной для проникновения термальных растворов, повлекших образование ряда месторождений.

Таким образом, история геологического развития каледонской геосинклинали в отличие от протерозойской намечается в рассматриваемом регионе достаточно четко:

1. Общее геосинклинальное погружение имело место в течение всего нижнего палеозоя. В конце кембрийского периода оно было прервано проявлением салаирской фазы складчатости, сопровождавшейся интрузией основных и ультраосновных пород и временно осушившей геосинклиналь, но не изменившей общего отрицательного (погружение) характера движений. Прогибание каледонской геосинклинали лишь на юго-востоке (Забайкалье, отчасти Восточный Саян) было подчинено протерозойскому структурному плану, а на западе происходило независимо от протерозойских структур, пересекая их вкрест простирания (Тува, Хакассия) и лишь частично к ним приспособляясь.

2. Основная фаза каледонской складчатости (таконская) падает на конец нижнего силура. В результате ее проявления четко наметились две мощные антиклинальные структуры — одна в Хакассии, непосредственно к северу от Западного Саяна, вторая в районе Прикосоголья (Монголия), — разделенные синклинорием, положение которого в настоящее время намечается достаточно четко по выходам нижнесилурийских толщ. Ось этой синклинальной структуры протягивается от Джидинского района в Забайкалье через Восточную Туву, Западный Саян, западную Монголию к Катунским белкам на Южном Алтае. Западное продолжение синклинальной структуры отчетливо намечается в Казахстане, где на ее месте развилась впоследствие Зайсанская геосинклиналь[1]. В плане каледонские структуры, созданные в процессе таконской фазы складчатости, в пределах нашего региона образуют выпуклые к северу дуги.

3. В среднем палеозое к югу от рассматриваемого региона — в Монголии — началось отложение мощных толщ осадков «песчано-сланцевого комплекса». Терригенный характер большей части этих осадков, их рез-

[1] А. И. Семенов. Интрузивные комплексы Зайсанской геосинклинали и связь с ними рудных месторождений, стр. 328.

кая фациальная изменчивость по простиранию слоев и огромная мощность позволили Ф. К. Шипулину сделать вывод о том, что «осадконакопление происходило в условиях колебаний и передвижений береговой линии» при «преобладающем погружении дна морского бассейна», т. е. в геосинклинальных условиях. Таким образом, варисская геосинклиналь в Монголии — в районах, смежных с рассматриваемым регионом и расположенных непосредственно к югу от него, — зародилась еще в верхнем силуре, когда каледонская орогения далеко еще не была закончена.

Два явления происходили одновременно — завершение каледонского орогенеза в рассматриваемом регионе и образование варисской геосинклинали в соседней Монголии. Судя по положению варисских структур, достаточно хорошо известных в настоящее время, варисский геосинклинальный прогиб лишь на западе (в Казахстане и на Алтае) совпадал с каледонским структурным планом. В Монголии варисская геосинклиналь развивалась обособленно от каледонид и варисские складки образуют дуги, выпуклые не к северу (как каледонские), а к югу.

4. В верхнем силуре в процесс геосинклинального варисского прогибания вовлекается часть намеченной выше синклинальной зоны на месте Западной Тувы и Западного Саяна, что отчетливо фиксируется верхнесилурийской морской трансгрессией в Тувинской области (стр. 421). Процесс прогибания постепенно распространяется к югу и к северо-востоку, лишь отчасти считаясь с дугообразной формой созданных к тому времени каледонских структур. Положение прогибающихся участков в плане параллельно простиранию варисских складок в Монголии, т. е. эти новые движения в среднем палеозое уже явно подчинены новому структурному плану.

5. Следующая тектоническая фаза (эрийская) имела место в конце верхнего силура. Она началась вспышками вулканизма в верхах уинлока и в лудлоу и отчетливо фиксируется в Тувинской области повсеместным выпадением из разреза отложений даунтонского яруса. В течение этой фазы были собраны в складки верхнесилурийские слои и интрудировали кислые калиевые граниты. Дальнейшие движения в области каледонид расматриваемого региона еще более определенно и четко увязываются с развитием варисского геосинклинального прогиба. В начале девона в процесс геосинклинального прогибания была вовлечена вся обширная область развития каледонских структур. Погружение сопровождалось обильными излияниями эффузивных пород, являющихся основной составной частью разреза нижнего девона в рассматриваемом регионе. В среднем девоне процессы накопления осадков локализовались уже в определенных и четко оформленных структурах: на юге — в пределах Тувинско-Алтайской депрессии, на севере — в Минусинской котловине и в районах, расположенных к северу от Западного Саяна, который к началу верхнего девона был уже достаточно четко оформленным и интенсивно эродируемым кряжем.

6. Заключительная каледонская тектоническая фаза (тельбесская) падает на границу среднего и верхнего девона. Она сопровождалась Тельбесской интрузией гранитоидов, а также малыми интрузиями улатайского и ховаксинского комплексов в Туве. Девонские структуры в области развития каледонид (Тувинско-Алтайская депрессия) уже явно подчинены общему запад-юго-западному простиранию варисских структур Монголии. Эти структуры уже явно превалируют над каледонскими, хотя последние еще и сохраняются, например, в характерном ответвлении небольшого прогиба, выполненного девонскими отложениями, от Тувинско-Алтайской депрессии в среднем течении р. Элегеста (Тува).

Относить среднепалеозойские структуры и интрузии в рассматриваемом регионе к варисцидам, хотя они и подчинены варисскому структурному плану, нельзя потому, что в Монголии, там, где варисские структуры развивались независимо от каледонских, никаких перерывов и несо-

гласий, ни тем более интрузивных проявлений в среднем палеозое неизвестно. Верхнесилурийские и девонские отложения образуют там единый и неделимый комплекс осадков, а проявления складчатости и интрузий отмечаются лишь в карбоне и в перми. На западе, в пределах Зайсанской геосинклинали, где варисский геосинклинальный прогиб возник на месте каледонской синклинальной структуры, заключительные фазы каледонской складчатости несколько задержали развитие этого прогиба и вызвали перерыв в осадконакоплении в девоне (из разреза выпадает нижний девон). Но и там варисская складчатость и связанные с ней варисские интрузивные проявления начались только в карбоне.

В перестройке отмирающих каледонских структур по новому, зарождающемуся варисскому плану мы видим взаимосвязь между двумя крупнейшими геологическими явлениями, проявленную весьма отчетливо и диалектически вполне объяснимую. Оторвать эрийскую и тельбесскую фазы и сопровождающие их интрузии от каледонского тектогенеза можно только искусственно, нарушив целостность единого длительного процесса развития каледонской геосинклинали и ее орогена, но нельзя также и понять появление и положение новых структур, созданных в течение этих фаз, не сопоставляя их с гораздо более поздними варисскими структурами.

МЕТАЛЛОГЕНИЯ КАЛЕДОНСКОЙ ГЕОСИНКЛИНАЛИ И ЕЕ ОРОГЕНА

С основными и ультраосновными породами салаирской фазы каледонского тектогенеза, как упоминалось, связан характерный комплекс полезных ископаемых, представленный месторождениями асбеста, хромита и, вероятно, платиноидов.

Наиболее интенсивная каледонская тектоническая фаза—таконская—сопровождалась сложной интрузией плагиогранитов, дающих переходы к адамеллитам, банатитам, монцонитам, диоритам, габбро и перидотитам, с одной стороны, и к граносиенитам и сиенитам — с другой.

С этой интрузией связывается в настоящее время бо́льшая часть золоторудных месторождений. В Кузнецком Ала-Тау эти месторождения представлены обычно кварцево-карбонатными жилами, связанными с породами диоритового состава (авгитовые диориты, кварцевые монцониты, монцониты, адамеллиты, габбро-диориты), сопровождаемые часто спессартитами, мальхитами, дайками гранит- и сиенит-порфиров, аплитами, пегматитами.

Золоторудные месторождения Мариинской тайги характеризуются, по данным Г. С. Лабазина, наличием в их составе пирита, арсенопирита, галенита, молибденита, сфалерита, халькопирита, пирротина, блеклой руды, гематита, самородного золота, кварца, карбонатов, хлорита, серицита, а в некоторых случаях — полевых шпатов, магнетита, шеелита, турмалина или флюорита, сурьмяного блеска, киновари, марказита и буланжерита.

В кварцево-карбонатных жилах Старо-Берикульского, Комсомольского и Центрального месторождений проявлено никелевое и кобальтовое оруденение в виде никелина, хлоантита, раммельсбергита, герсдорфита, шмальтина и аннабергита, принадлежащих, по мнению Г. С. Лабазина, к дополнительным стадиям процесса оруденения.

На восточных склонах Кузнецкого Ала-Тау в жилах иногда присутствуют хлорит, кислый плагиоклаз, актинолит, гранат, фистацит (месторождения рудника Коммунар), иногда белая слюда (месторождения рудника Знаменитый, месторождения балахчинского типа), иногда барит и эпидот (месторождения Думское, Спасское и др.). В месторождениях рудника «Коммунар» оруденение представлено самородным золотом, пирротином (иногда штуфные руды), халькопиритом, пиритом, сфалеритом, блеклыми медными рудами, магнетитом, тетрадимитом. В различных

месторождениях сульфиды встречаются то в бо́льших, то в меньших количествах.

В месторождениях рудника Знаменитый, кроме самородного золота, встречаются пирит, халькопирит, образующий иногда штуфные руды, и висмутин — в гнездообразных скоплениях, с которыми связано золото.

В месторождениях балахчинского типа (Октябрьское, Майское), помимо пирита и халькопирита (вкрапленность и штуфные руды), отмечается примесь галенита, сфалерита, блеклой медной руды и арсенопирита.

По рр. Уйбат, Камышта и Аскыз (месторождения Думское, Спасское) золото обычно присутствует в связи с сульфидами и редко в самородном виде. Из сульфидов встречены пирит, халькопирит, блеклые медные руды, шеелит, иногда галенит, сфалерит, молибденит, висмутин.

Кроме жильных месторождений, на восточных склонах Кузнецкого Ала-Тау присутствие золота установлено также в некоторых контактовых месторождениях, однако возраст интрузивных пород, с которыми эти месторождения связаны, не доказан, и не исключена возможность, что они относятся к позднекаледонской тектонической фазе. Из этих месторождений отметим Калиостровское близ рудника «Коммунар», представленное линзами магнетитовой руды в контакте известняков с авгитовым диоритом. Из карбонатных пород в контакте образовались гранатопироксеновые скарны, почти всегда эпидотизированные, иногда с вкрапленностью магнетита. Реже — мраморы с обильным волластонитом. Метасоматические породы эндоконтакта состоят из геденбергита, выветренных плагиоклазов, граната, сфена, эпидота и скаполита. В магнетитовых рудах часто встречается золотоносный кварц, цементирующий руды в виде жилок. Некоторые участки обогащены пиритом и халькопиритом. Золото иногда присутствует в магнетито-гранатовых скарнах, импрегнированных пиритом и халькопиритом. Слабая золотоносность обнаружена также в рудоносных скарнах Уленской группы медно-молибденовых месторождений, связанных с диоритами, мангеритами и граносиенитами.

В Восточном Саяне наиболее крупное значение имеют золотоносные районы Бирюсы, Ольховки, Чибижека и, отчасти, Сисима, верховьев р. Шинды, Каспы и Тарбашки.

В Ольховско-Чибижекском районе (система р. Кызыр) Т. В. Плотникова и Ю. А. Билибин выделяют семь интрузивных комплексов, представленных (в порядке их возрастной последовательности) следующими породами:

1. Габбро и габбро-сиенитами, измененными интрузиями адамеллитов и гранодиоритов и прорывающими кембрий и нижний силур (?).

2. «Адамеллитовым комплексом» пород, богатых плагиоклазом и кварцем при полном почти отсутствии калиевого полевого шпата (трондьемиты, адамеллиты, частично банатиты). С этим комплексом связываются единичные дайки аплитов и аплито-пегматитов, а также дайкообразные ксенолиты ороговикованных пород, близких по составу к спессартитам.

3. «Гранитоидным комплексом», представленным биотитовыми лейкократовыми и аплитовыми гранитами и гранодиоритами до кварцевых диоритов. Дайковые породы представлены аплитами, микрогранитами и пегматитами. Породы комплекса секут адамеллиты.

4. «Ольховским комплексом» диоритов и габбро-диоритов с дайковыми диорит-порфиритами, аплитами и аплит-пегматитами.

5. Кварцево-порфировым комплексом, представленным кварцевыми порфирами, аплит-порфирами и одинитами.

6. «Каспинским комплексом» (тельбесский?) биотитово-роговообманковых граносиенитов, кварцевых сиенитов и кварцевых сиенит-порфиров, с которыми связаны автометаморфизованные лампрофиры. Породы комплекса прорывают нижнедевонские эффузивы.

7. Комплексом щелочных сиенитов (пуласкиты), аналогичных щелочным сиенитам Минусинской котловины.

Коренные месторождения золота Ольховско-Чибижекского района территориально приурочены к контакту адамеллита с вмещающими породами и генетически связываются с диоритами «ольховского комплекса». Наиболее характерные и крупные из них — Ольховское и Константиновское.

Ольховское месторождение представлено сульфидными телами линзовидной, жилообразной, трубчатой и штоковой формы, приуроченными к контакту адамеллитов с кембрийскими известняками, доломитами, сланцами и граувакками и тесно связанными с малыми интрузиями пород ольховского комплекса, интрудировавшими также по контакту с адамеллитами.

Сульфидные залежи состоят из пирротина с заметным количеством марказита, халькопирита и магнетита. Пирит содержится как примесь, а в некоторых телах является главным рудным минералом. Изредка встречаются сфалерит, арсенопирит, хлоантит и галенит. Из жильных минералов часто присутствуют доломит, кальцит и кварц.

Константиновское месторождение на р. Чибижек приурочено к контакту тоналита с известняками и сходно с Ольховским.

Оба описанных месторождения, а также все богатые россыпи Чибижека и Джеби приурочены к северной контактовой зоне. Роговики южного контакта местами обильно пронизаны сульфидами. Вне контакта — слабозолотоносные жилы.

В шлихах россыпей часто присутствует киноварь.

Оруденение Ольховки и Чибижека приурочено к широтной зоне смятия и локализуется в участках пересечения рудоподводящих трещин с дайками порфиритов, прослоями роговиков, скарнов и других упорных горизонтов. Трещины в адамеллите иногда выполнены золотоносными кварцевыми жилами.

С описанным районом сходна зона выходов карбонатных пород Павловка—Степной и Сисим, где также отмечается широтная зона разлома, вдоль которой располагаются золотоносные россыпи и развито кварцевое оруденение.

Пирротиновые руды, сходные с рудами Ольховки, встречены на р. Малой Бирюсе (Амурский прииск).

В Западном Саяне и в Туве коренных месторождений золота известно мало. Из них отметим кварцевые прожилки в системе р. Кызаса, связанные, повидимому, с кварцевыми альбититами, сходными с маинским гранодиоритом, и содержащие, кроме видимого золота, пирит и шеелит, а также группу золоторудных месторождений, тяготеющих к «Саянскому надвигу» (северная граница Западного Саяна); к их числу относятся:

1. Кварцевые золотоносные жилы в системе р. Шушь с халькопиритом, борнитом, галенитом, гематитом и свободным золотом, пространственно связанные с маинским гранодиоритом.

2. Случайная и Ожогинская кварцево-сидеритовые жилы с примесью альбита, хлорита и серицита. Рудные минералы представлены гематитом (в центральной части жил), халькопиритом, борнитом и галенитом. Золото прорастает кварц и сидерит в виде тонкой пыли.

К этому же типу относится жила Волшебная в системе р. Большой Анзас.

Перечисленные месторождения связаны с диоритами. Кварцевые золотоносные жилы с халькопиритом, борнитом, гематитом и шеелитом известны в системе р. Кантегир и в бассейне р. Ои.

Подобные же слабозолотоносные кварцевые жилы с борнитом и халькопиритом известны близ южного склона Западного Саяна в бассейне небольшого притока р. Бий-Хем, впадающего выше р. Уюк. В золотонос-

ных россыпях Тувы обычно встречается шеелит, а в Восточной Туве — висмутин.

Но если связь золотых месторождений с интрузивами раннекаледонского цикла сомнений не вызывает, то положение железных, медных, свинцовых, цинковых и редкометальных месторождений каледонского возраста далеко не столь определенно, так как в районах, где они наиболее широко распространены и изучены (восточные склоны Кузнецкого Ала-Тау, Минусинская котловина, отчасти Саяны), силурийские отложения отсутствуют и невозможно (по данным сегодняшнего дня) провести точную границу между интрузивными породами и связанной с ними металлогенией ранне- и позднекаледонских фаз.

Поэтому для районов, расположенных к северу от Западного Саяна, мы рассматриваем их совместно.

Наиболее северный район проявления оруденения подобного рода находится близ северной границы каледонид в Мазульском районе. Кроме кобальтоносного железо-марганцевого месторождения, которое трактуется в настоящее время как осадочное, впоследствии метаморфизованное, там известны кварцевые жилы с вкрапленностью галенита и сфалерита, с примесью серебра (связанные с краснореченским гранитом [1]), а также проявления молибденового и вольфрамового оруденения в гранат-диопсид-скаполитовых скарнах Краснореченского плутона. В кварцево-карбонатных жилах здесь же встречены золото и халькопирит.

Первичная зона самого железо-марганцевого Мазульского месторождения характеризуется комплексом силикатов и алюмосиликатов марганца и железа. Кроме железо-марганцевого оруденения, выделяется более позднее рассеянное сульфидное оруденение, связанное с гранитной интрузией. Проявление гидротерм выражается в кварцевых, явно пострудных жилах с самородной медью, сульфидами и следами золота, серебра, мышьяка и свинца.

Следующая более значительная Туимская группа месторождений связана с Солонго-Туимской граносиенитовой интрузией, переходящей в краевых фациях к гранодиоритам, диоритам и даже амфиболитам. Группа объединяет ряд месторождений (Терезия, Ожидаемое, Кладбищенское, Алексеевское, Таисьевское, Дарьинское, Артемовский рудник, Балгашлык, Лидия, Киялых-Узень, Динамитка, Тарлых-Гой) контактово-метасоматического и жильного типа. Месторождения связаны с разнообразными скарнами (гранатовыми, магнетито-гранатовыми, гранато-волластонитовыми, авгит-гранат-эпидотовыми и др.), с роговиками, с пегматитами, с аплитами и с кварцевыми жилами. Из рудных минералов в скарнах распространены магнетит, халькопирит, пирит. Реже встречаются гематит, борнит, ковеллин, халькозин, пирротин, шеелит, сфалерит, молибденит. Очень редки галенит, миллерит, арсенопирит, теннантит. Иногда отмечается примесь серебра и золота. Из окисленных рудных минералов часто встречаются: лимонит и железные охры, малахит, азурит и куприт. Реже встречаются тунгстит, повеллит (молибдит).

К этой же группе относится месторождение вольфрамита, о котором упоминалось выше, в связи с эрийским интрузивным комплексом. Это месторождение расположено в 2 *км* к западу от Туима и представлено кварцевой жилой с вольфрамитом, халькопиритом, пиритом и небольшим количеством галенита. Из нерудных минералов, кроме кварца, при-

[1] Краснореченская интрузия представлена, по Ю. П. Казакевич, довольно крупным лакколитом, вытянутым в северо-восточном направлении, и связанными с ним штоками, вскрытыми в самой апикальной их части. Это розоватые, иногда порфировидные граниты, состоящие из ортоклаза, олигоклаза, кварца, амфибола и биотита. Штоки обычно несколько основнее гранита и слабее раскристаллизованы. От центра к периферии гранит постепенно переходит в кварцевый сиенит, затем в диорит и, наконец, принимает габброидный облик.

сутствует карбонат. В некоторых апофизах жилы содержание вольфрамита достигает 4%, хотя в общем оно непромышленное.

Следующая большая группа аналогичных месторождений (Юлия, Сарайное, Медведка, Литвиново, Потехинское, Михайловское) приурочена к Тырдановскому массиву, сложенному амфиболо-пироксеновыми и пироксеновыми белокварцевыми сиенитами и сопровождающими их чисто фельдшпатолитовыми жилами аплита и пегматита. К юго-западу сиениты сменяются бескварцевыми амфиболо-биотитовыми, пироксено-амфиболовыми и пироксеновыми диоритами. Аплиты и пегматиты в диоритах имеют состав лейкократовых гранитов. В переходной от диоритов к сиенитам зоне выходят эгирино-микроклиновые граниты и меланократовые сиениты. В 2 *км* к югу от Тырданова улуса выходят нефелиновые сиениты. Рудные тела сосредоточены в кембрийских известняках (называются «пластами») и в скарнах (гранато-пироксеновых). Рудные минералы — халькопирит и пирит, редко пирротин и сфалерит. Руды сернистые. *Отмечается присутствие («следы») золота, серебра, свинца, цинка* и сурьмы.

Группа Уленских месторождений (Боголокульское, Трехниколаевское, Гавриловское, Романовское, Глафиринское, Антонининское, Сергеевское, Андреевское, Сахарское, Заводское, Колтаровское, Сосновское) связана с интрузией сложного состава, представленной диоритами, мангеритами, гранодиенитами и сиенитами, с которой связано образование рудных скарнов с медными и молибденовыми рудами, шеелитом и, реже, магнетитом. Кроме скарнов, с интрузией связаны кварцевые жилы с шеелитом, полевыми шпатами и редким сульфидным оруденением. Кварцево-полевошпатовые жилы тесно связаны с пегматитовыми и также иногда рудоносны. Рудные минералы представлены халькопиритом, магнетитом, титанитом, сфалеритом, арсенопиритом, галенитом, пиритом, пирротином, *борнитом, шеелитом и молибденитом. Кварцевые и пегматитовые жилы* Уленской интрузии слабо золотоносны, и некоторые геологи считают их источником золота в россыпях рр. Балгаштыка и Айдорака.

Чрезвычайно любопытно присутствие в этой же группе сурьмяного месторождения (Уленское), приуроченного к тектонической зоне и ряду параллельных трещин в биотитовых порфиритах. Трещины выполнены низкотемпературным кварцем и белесой жильной глиной. Антимонит присутствует в виде гнезд, разобщенных кварцем, причем концентрация его в гнездах бывает высокой — вплоть до чистого антимонита.

Группа месторождений гор Темир-Таг и Посельщик (Посельщик, Кирпичный Лог, Посельщик 2-й, Темирское 2-е, Дорожный Лог, Сютин Лог, Чахджу Лог, Чублук-Черек) приурочена к контактовой зоне сложной интрузии, представленной гранитами, сиенитами габбро-диоритами, связанными постепенными переходами. Вмещающие интрузию кембрийские породы прорезаны многочисленными дайками аплита, лампрофиров и порфиритов. Рудные минералы в месторождениях представлены пиритом, халькопиритом, сфалеритом, галенитом, молибденитом. Окисленные руды — сажистые с примесью медных окислов, бурого железняка и марганцевых соединений.

На восточных склонах Кузнецкого Ала-Тау известны также небольшие железорудные месторождения этого типа. Характерным представителем их может служить месторождение Самсон на р. Карыше, приуроченное к контакту сложной интрузии, состав которой варьирует от сиенитов до габбро. В контакте породы скарнированы и оруденели магнетитом. В окисленной зоне, кроме лимонита, отмечаются натеки медной зелени, а в кварцевых жилах, связанных с интрузией, — невысокое содержание золота.

Восточнее, в пределах Кузнецкого Ала-Тау и Горной Шории, где основная группа месторождений имеет более молодой возраст (тельбесский), Г. С. Лабазин считает возможным отнести к додевонскому вре-

мени некоторые из второстепенных месторождений железа, связанных с граносиенитовой интрузией (месторождения Тазовской и Хомутовской групп).

Из других месторождений восточных склонов Кузнецкого Ала-Тау к додевонскому времени относят известные небольшие месторождения свинца и цинка.

Из свинцовых месторождений несколько выделяется по типу месторождение Игр-Гол (бассейн р. Аскыз). В районе месторождения выходит интенсивно дислоцированная толща известняков, песчано-глинистых отложений и амфиболитов, метаморфизм которых связан с интрузией адамеллитов-диоритов. Руды месторождения представлены галенитом с присутствием церусита и пирита, причем чрезвычайно характерны типичные колломорфные, натечные формы свинца. В охристых глинистых массах среди глыб известняка встречены близ месторождения ячеистые железистые образования, химический анализ которых показал содержание цинка до 9,85%. Месторождение плохо изучено. По типу его следует отнести, возможно, к телетермальным.

Несколько иной характер имеют месторождения цветных металлов Западного Саяна. Из них мы выделяем значительную группу медно-сурьмяных месторождений, приуроченных к зоне «Саянского надвига», которые многими геологами (Ю. А. Кузнецов, А. Г. Сивов, А. А. Люберцев) относятся к более позднему времени и в связи с этим будут рассмотрены в дальнейшем; здесь же остановимся на описании колчеданного Маинского месторождения, возраст которого представляется раннекаледонским.

Маинское месторождение расположено в метаморфических сланцах близ массива «маинского гранодиорита» (по составу ближе всего подходит к кварцевому альбититу). Для него характерна большая пресыщенность кремнеземом, обилие гранофировых сростков и метасоматический характер проявлений контактового метаморфизма. Рудные тела месторождения приурочены к зоне разлома и представлены линзами сплошной сульфидной руды, состоящей из магнетита, пирита, халькопирита и сфалерита.

В Тувинской области, где, благодаря полноте стратиграфического разреза, положение месторождений полезных ископаемых устанавливается наиболее четко, выделяются следующие группы (по возрасту).

Месторождения, связанные с таконской фазой складчатости и с таконскими интрузиями. К ним относится большинство золотых месторождений, в том числе (по данным П. В. Коростина) и Кызыл-Чадырское золото-медное месторождение, положение которого среди верхнесилурийских пород объясняется тектоническими причинами. Другой тип месторождений таконского возраста представлен небольшими контактово-метасоматическими месторождениями магнетита, иногда с примесью меди, содержание которой местами достигает 3,5% (самородная медь, халькопирит, медные окислы). К числу подобных месторождений относятся Деспеновское, Кызыл-Дагское, Чалаты, Кызыл-Саир и другие, связанные с «таннуольским интрузивным комплексом».

Кроме указанных выше месторождений вольфрамита, связанных с Сютхольской интрузией калиевых гранитоидов, россыпи вольфрамита обнаружены в бассейнах рр. Кызыл-Хем и Бий-Хем (Восточная Тува). Весьма вероятно, что эти россыпи являются связующим звеном между вольфрамоносным Джидинским районом Забайкалья и Западным Саяном.

Кроме вольфрамита, с верхнесилурийскими отложениями Тувы тесно ассоциируются многие проявления медной минерализации (Ширабулакское, Бичешуйское, Ак-Сугское, Хаяльп-Дагское, Аньяк-Чергакское, Элды-Хемское, Алтын-Булакское, Чаданское и другие рудопроявления), представленные кварцевыми и кварцево-карбонатными жилами,

линзами и гнездами кальцита с медными минералами, примазками и вкрапленностью рудных минералов в зонах тектонических нарушений. Оруденение представлено халькопиритом, пиритом, борнитом, халькозином, малахитом, азуритом и гидроокислами железа.

Завершающий этап каледонского орогенеза падает на девон. Выше мы попытались охарактеризовать специфику этого этапа, в котором сочетались проявления варисской эпейрогении с конечными фазами каледонского орогенеза. Этот длительный и сложный процесс был несомненно многофазным, хотя в настоящее время он еще слабо изучен, не расчленен и выделяется в литературе под названием одной тельбесской тектоно-магматической фазы.

С начальными стадиями вулканических (эффузивных) проявлений в девоне Хакассии связаны многочисленные хорошо известные месторождения меди. Подобные же рудопроявления известны и в Туве (Пертойское, Арты-Хемское и др.).

Следующая магматическая и металлогеническая фаза девонского возраста — собственно тельбесская — падает на границу между средним и верхним девоном.

К этой фазе относится большинство контактово-метасоматических месторождений железа. В Горной Шории эти месторождения приурочены к зонам крупных разрывов и сконцентрированы в отдельные группы (Кондомская, Тельбесская, Темир-Тау, Казская, Ташелгинская, Бельсинско-Амзасская, Терсинская и др.). Генетически эти месторождения связываются с «Тельбесской интрузией», представленной межформационными залежами и дайками, главным образом, пегматоидных гранитов и кварцевых сиенитов. Особенностью тельбесских железорудных месторождений Горной Шории, сближающей их с более ранними додевонскими контактово-метасоматическими месторождениями восточных склонов Кузнецкого Ала-Тау, является повышенное содержание в них сульфидов, пирротина, пирита и иногда молибденита. В рудах Темир-Тауского месторождения присутствуют никелин и маухерт, а в рудах Шерегеша — пентландит.

С железорудными месторождениями Горной Шории ассоциируются небольшие полиметаллические и медные месторождения (Гусев Ключ, Ивановское, Федотов Ключ, Саензасское, Верхний Касс, Медянка, Кирбасс Верхний, Красный Камень и др.). Они приурочены к площадям развития средне- и нижнедевонских отложений. В составе их отмечаются пирит, галенит, сфалерит, арсенопирит, золото, кварц и кальцит.

К числу тельбесских железорудных месторождений Западного Саяна относится известное Абаканское месторождение, связанное с девонской интрузией сложного состава с преобладанием альбититов. С интрузией связаны эпидотизация, хлоритизация, актинолитизация и гематитизация пород месторождения и пропитывание их сульфидами, а также образование крупных масс гематита, перешедшего в верхних горизонтах в мартит и, реже, сидерит. Рудные тела приурочены к трещинам разлома северо-восточного простирания. Рудные минералы сопровождаются скарновыми (хлоритом, актинолитом, кальцитом, кварцем, эпидотом) и содержат почти постоянную вкрапленность пирита и халькопирита.

К этому же типу относятся и известные более крупные месторождения Хакассии и западных склонов Восточного Саяна. Например, группа краснокаменных месторождений в Артемовском районе (Рудный Каскад, Ирбинское, Марказ, Центральное, Одиночное и др.) связывается с Тельбесскими интрузиями «каспинского комплекса», представленными небольшими телами граносиенитов, кварцевых сиенитов, гранодиоритов, кварцевых сиенит-порфиров. Месторождения представлены небольшими линзами магнетита в скарнированных известняках и кремнистых породах. Кроме магнетита, в качестве небольшой примеси присутствуют гематит, мартит и пирит.

В Тувинской области также известен ряд аналогичных железорудных месторождений тельбесского возраста (Каргинское и Часатырское, Ишти-Хемское, Торгалыкская группа месторождений, Дургенское и др.).

В последних работах геологов Западно-Сибирского геологического управления А. С. Калугина и А. И. Кацкова приводится обзор контактово-метасоматических месторождений железа в Западной Сибири и в Красноярском крае и их пространственного распределения. Связывая образование месторождений с крупными зонами разломов, авторы разделяют вместе с тем вмещающие месторождения породы на две группы: существенно карбонатного и существенного силикатного состава.

Все промышленные месторождения магнетита Алтая, Кузнецкого Ала-Тау, Западного и Восточного Саяна сосредоточены практически в эффузивно-осадочных («силикатного состава») провинциях. Чрезвычайно любопытна составленная А. С. Калугиным карта расположения железорудных месторождений, на которой отчетливо намечается, с одной стороны, их приуроченность к зонам тектонических нарушений, подчиненных каледонскому плану, а с другой — связь их с субмеридиональными структурами протерозоя, обновленными в конце каледонского орогенеза.

Наконец, тектоно-магматические и металлогенические фазы, завершающие каледонскую складчатость, проявились в девоне. Проявление этих фаз, как мы видели, подчинено уже варисскому структурному плану, хотя их связь с конечными стадиями каледонского магматизма и несомненна.

Крайние северные проявления тектоники этих фаз, имеющие отношение к металлогении, приурочены к стыку Западного Саяна с Минусинской котловиной — к зоне так называемого «Саянского сбросо-надвига». К северу от этой зоны отложения мезо-девона залегают полого, а близ нее дислоцированы чрезвычайно интенсивно. Дизъюнктив сопровождается интенсивной рассланцовкой и дроблением горных пород.

Зону Саянского дизъюнктива мы считаем практически границей распространения эндогенной минерализации конечных фаз каледонского орогенеза, так как к северу от нее хотя и известны одновозрастные дизъюнктивы, но оруденения в связи с ними не обнаружено.

Магматизм фаз, завершающих каледонский орогенез, в рассматриваемом регионе проявлен очень слабо, причем он наблюдается лишь на юге Тувинской области, где с малыми тельбесскими (?) интрузиями гранитоидов ассоциируются следующие два типа месторождений: 1) железорудные, существенно гематитовые и сидеритовые с карбонатами, флюоритом, баритом и целестином, и 2) месторождения арсенидов кобальта и никеля с медью, самородным серебром и некоторыми другими металлами.

Железорудные месторождения указанного типа встречены исключительно на территории девонского Танну-Ольского прогиба, который отчетливо прослеживается на всей территории Тувинской области, на востоке заканчивается в Восточном Саяне, а на западе сливается с Чаган-Узунской депрессией на Алтае (верховья р. Чуи) и назван нами «Тувинско-Алтайской депрессией». В пределах этой депрессии, кроме железорудных месторождений, известно крупнейшее медно-кобальтовое месторождение Ховаксы, открытое в 1947 г. В. А. Унксовым.

Другие месторождения арсенидов кобальта (Тельденское и Аттургольское на Алтае, Ак-Чат и Шамут-Даг в Туве и Манкрес в Восточном Саяне) располагаются удивительно закономерно в 30—40 *км* к северу от депрессии, как бы огибая ее по одной линии, причем сюда же попадает Ак-Кольское серебро-никелевое месторождение и район находок самородного серебра в Восточном Саяне (Манкрес). Таким

образом, уже сейчас отчетливо намечается зона распространения этих месторождений, хотя район их распространения изучен далеко не достаточно.

Наконец, крайняя северная зона оруденения конечных фаз каледонского орогенеза совпадает с Саянским сбросо-надвигом, к которому приурочен ряд своеобразных медных месторождений, несущих сурьму и кобальт.

Эти месторождения то залегают в кембрийских альбитофирах, обычно интенсивно рассланцованных, раздробленных и окварцованных, вплоть до образования вторичных кварцитов (Хараджульская группа месторождений, Сартабанское месторождение, Давыдов Лог, рудная Кеня), то приурочены к интенсивно рассланцованным и раздробленным среднедевонским конгломератам (Чалбияковское месторождение — Иудинский рудник). Оруденение представлено мелкими жилами с тетраэдритом и небольшим количеством халькопирита, обычно корродированного сажистым халькозином, а также вкрапленными рудами с теми же минералами. Химические анализы всегда обнаруживают присутствие сурьмы (за счет тетраэдрита), содержание которой в некоторых случаях превышает содержание меди, и иногда следы кобальта, никеля и кадмия.

К юго-западу от Хараджульского месторождения в направлении к рудной Кене в сильно рассланцованных альбитофирах и олигоклазитах вместе с халькопиритом, тетраэдритом и пиритом присутствуют галенит и сфалерит, а химическими анализами установлено наличие молибдена, никеля и кобальта в ощутимых количествах (по указанию М. Беспалова); имеются также указания на присутствие сурьмяного блеска по р. Кебежу, притоку р. Ои.

А. Г. Сивов и А. А. Люберцев доказывают отсутствие генетической связи перечисленных месторождений с маинскими трондьемитами и считают их телетермальными.

Следующая весьма характерная зона минерализации конечных фаз каледонского орогенеза, как указывалось, окаймляет с севера Тувинско-Алтайскую депрессию и представлена серебро-никелевыми и медно-кобальтовыми месторождениями.

Типичным представителем первых является Акольское месторождение, расположенное по р. Акол, левому притоку р. Ургунь (51°50′ и 92°15′). Оруденение зафиксировано на протяжении 2,5 *км*. Жилы и отдельные рудные тела с метасоматическим оруденением в кембрийских известняках или мергелистых породах располагаются параллельно трещинам отдельности меридионального направления или же приурочены к плоскостям сланцеватости и к зонам дизъюнктивов. В наиболее хорошо изученных жилах из рудных минералов обнаружены: пирит, маухерит, халькопирит, герсдорфит, самородное серебро, ковеллин, блеклые руды. Из гипергенных минералов постоянно присутствуют: лимонит, малахит, азурит и аннабергит. Нерудные минералы жил: кварц, кальцит, анкерит, альбит и магнезит.

Самородное серебро в форме дендритов, сплошных скоплений и листочков концентрируется главным образом в средней части жил, а ближе к зальбандам присутствует в виде вкрапленности, проникающей в боковые породы. Концентрация никелевых минералов происходит в обратном направлении — интенсивнее в зальбандах и слабее в середине жил. В некоторых жилах присутствуют шеелит и киноварь. Спектральным анализом установлено присутствие свинца и ванадия.

Других коренных месторождений самородного серебра в рассматриваемой зоне до сих пор не известно, но на восточном ее продолжении — в Восточном Саяне — в шлихах речек Манкрес и Арой установлено большое количество серебра (самородки с ладонь величиной), указы-

вающее, что коренное месторождение его находится где-то в непосредственной близости от этих речек.

Из пяти известных в этой зоне кобальтовых месторождений два (Тельденское и Аттургальское) находятся на Алтае, к северу от Чаган-Узунской депрессии. Это мезотермальные месторождения, расположенные в контакте с гранитоидами. Рудные минералы в них представлены кобальтином, пиритом, халькопиритом, арсенопиритом; вторичные — эритрином и скородитом; нерудные — баритом, кварцем, кальцитом и сидеритом.

В Туве (в пределах рассматриваемой зоны) известны также два месторождения, расположенные в непосредственной близости одно от другого — Ак-Чатское и Шамшудагское. Первое находится на правом берегу р. Чергак, *в 4 км к юго-востоку от устья р. Аньяк-Чергак* и представлено карбонатными жилами в силурийских песчаниках. В районе месторождения проходит дайка порфирита, в контактах которой отмечается присутствие меди. Из рудных минералов известны самородная медь, халькопирит, пирит, халькозин, борнит, азурит, малахит, эритрин, либетенит, базовисмутин, блеклая руда, гидроокислы железа. Из жильных —карбонат, кварц и флюорит. Аналогичный характер имеет и Шамшудагское месторождение. Тут же известны еще два проявления кобальтовой минерализации — Восточно-Акчатское (южный склон горы Ак-Чат) и Санджикское (юго-западный склон горы Санджик), — аналогичные Шамшудагскому, но меньших масштабов.

Наконец, находка эритрина в пределах рассматриваемой зоны, отмечается в Восточном Саяне, в 25 *км* к юго-западу от Манкреса, т. е. поблизости от указанных выше россыпей самородного серебра.

Следующая, самая перспективная в отношении оруденения, связанного с последними фазами каледонской орогении, зона совпадает с Тувинско-Алтайской депрессией. Кроме своеобразного железного оруденения, *в пределах этой зоны известна также серия крупнейших* месторождений кобальта, открытых в 1947 г. геологом В. А. Унксовым. Медно-кобальтовые месторождения встречены в нескольких участках и располагаются вдоль безводного лога Ховаксы, открытого в долину р. Элегест и к северу от него. Они образуют почти меридионально вытянутую цепочку, приуроченную к зоне разломов вдоль контакта известняков с розовыми гранитами. На наиболее хорошо изученном Ховаксинском участке более мергелистые слои известняков скарнированы. Оруденение метасоматического типа, причем скарнированные слои и участки почти не подверглись рудному метасоматозу, развитому преимущественно в мраморизованных известняках, в которых наблюдается мелкая вкрапленность сульфидов меди и арсенидов кобальта. Помимо вкрапленных руд, на месторождении присутствуют линзы и прожилки, выполненные почти сплошными арсенидными рудами.

В районе месторождения выделяются, помимо первичных минералов вмещающих пород (по данным В. А. Унксова и Т. Н. Ивановой):

а) минералы скарнов: кальцит, доломит, геденбергит, роговая обманка, актинолит, скаполит, минералы группы эпидота, гранат, магнетит, гематит, турмалин;

б) гипогенные минералы: никелин, кобальтин, шмальтин-хлоантит, скуттерудит, раммельсбергит, пирит, халькопирит, борнит, теннантит, апатит, кварц, анкерит, доломит, кальцит, альбит, эпидот и актинолит;

в) супергенные минералы: халькозин, ковеллин, куприт, самородная медь, эритрин, аннабергит, скородит.

В рудных жилах медное оруденение имеет весьма подчиненное значение. В сплошных арсенидных рудах медные минералы почти отсутствуют и появляются как примесь там, где сплошные арсениды сменяются карбонатной массой с вкрапленностью арсенидов.

Известные железорудные месторождения конечных фаз каледонской орогении приурочены обычно к крупным зонам разломов, секущим отложения среднего девона, силура и кембрия. Интрузивные породы в районах месторождений в одном случае представлены мелкими интрузиями мусковитизированных гранитов и гранодиоритов, которые секутся рудными прожилками и внедрились до рудоотложения, но связаны с ним, вероятно, общностью магматического очага. В другом случае с месторождениями ассоциируются габбро-диабазы, раздробленные в дорудные фазы разломов, и гипабиссальные розовые лейкократовые граниты, гранодиориты и др., проникшие по разломам и образовавшие дайки и пластовые интрузии.

Оруденение выражено в цементации брекчий рудными минералами. По характеру руд выделяются следующие типы: 1) гематитовые, 2) карбонатные и 3) лимонитовые, образованные за счет карбоната.

В составе руд установлены гематит, гидрогематит, лимонит, гетит, пирит, бастнезит, барито-целестин, целестин, флюорит, барит, кварц, стронциево-бариевый карбонат, карбонат, ярозит, цеолиты. В некоторых месторождениях, кроме перечисленных минералов, встречаются сульфиды меди и медные супергенные минералы, пирит и магнетит.

Структура руд большей частью брекчиевидная с включением обломков вмещающих пород. Текстура руд преимущественно пористая, иногда полосчатая, с преобладанием полос, обогащенных гематитом или карбонатом. Иногда гематитовые руды перемежаются с участками пестрой, перетертой, глинисто-охристой массы с натечным лимонитом, в котором установлено присутствие марганца. В рудах некоторых тел встречены пленки вивианита.

Кроме железорудных месторождений и неподалеку от них, в пределах Тувинско-Алтайской депрессии известно марганцевое оруденение, также приуроченное к меридиональной зоне разлома, протягивающейся от верховьев р. Средний Торгалык (близ перевала Баин-Тагны) к долине р. Верхний Карасуг (в 7 *км* от пос. Торгалык) среди верхнедевонских сланцев и песчаников. На всем протяжении разлома, к которому приурочено месторождение, породы интенсивно раздроблены, а местами имеют вид тектонической брекчии, иногда сцементированной пиролюзитом и псиломеланом. Мощность зоны сцементированной марганцем брекчии по одному из левых притоков р. Торгалык 100—120 *м*.

Наконец, в 1950—1951 гг. Я. С. Зубрилиным был обнаружен ряд месторождений киновари в басс. р. Баин-Гол (Терлик-Хая, Ак-Бельдыр, Кара-Безик и др.). Месторождения киновари приурочены к широтной зоне разлома, ограничивающей с юга, р. Баин-Гол киноварь известна в шлихах многих рек (Эглик-Хем, Систык-Хем и др.).

Заканчивая на этом описание каледонской металлогении, отметим ее характерные особенности:

1. Широкое и мощное проявление золотого оруденения, приуроченного главным образом к начальным стадиям развития каледонского орогена, в отличие от протерозоя, где золото заканчивает металлогеническую эволюцию.

2. Чрезвычайно характерно присутствие железа и меди, красной нитью проходящее через все стадии развития каледонского орогена.

3. Месторождения редких металлов (молибдена и вольфрама) ассоциируются с железом, медью и частично с золотом и распространены не повсеместно, а локализуются вдоль определенных геологических структур, на описании которых мы остановимся ниже. Отмечается связь вольфрама с позднекаледонскими интрузиями калиевых гранитов. Последние распространены главным образом в зоне осевого прогиба каледонской геосинклинали, который прослеживается вдоль современного Западного Саяна через Восточную Туву, повидимому, к Джидинскому району Забайкалья. Эти районы в настоящее время чрезвычайно плохо

изучены, и не исключена возможность наличия в этой зоне крупных вольфрамовых месторождений, покуда не обнаруженных.

4. Тектоно-магматические фазы, завершающие каледонский орогенез (начиная с тельбесской и выше), отчетливо связаны с дизъюнктивной тектоникой, подчиненной трем различным структурным планам — докембрийскому, каледонскому и варисскому. Появление и развитие последнего тесно связано с движениями в области варисской геосинклинали Монголии и Алтая.

Проявления первой из этих фаз (тельбесской) и связанной с ней металлогении отмечаются повсеместно в зоне развития каледонид и тесно ассоциируются с зонами разломов, подчиненных докембрийским (субмеридиональные зоны) и каледонским (субширотные зоны) структурам. Конечные фазы уже отчетливо тяготеют к варисским структурам, но в пределах этих структур, фиксирующих наиболее подвижные зоны того времени, месторождения эндогенных полезных ископаемых локализуются вдоль разломов, подчиненных более древним планам. В местах пересечения разновозрастных направлений расположены наиболее перспективные участки и сконцентрированы наиболее крупные месторождения.

К ВОПРОСУ О ЛОКАЛИЗАЦИИ ЭНДОГЕННЫХ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Выше мы видели, что в рассматриваемом регионе проявлены три крупнейших этапа тектоно-магматического развития — протерозойский, каледонский и варисский, причем отчетливо намечается резкое несовпадение планов развития разновозрастных геологических структур. Каледонские структуры пересекают докембрийские вкрест простирания. Варисские структуры не совпадают ни с каледонскими, ни с протерозойскими, подчиняясь новому направлению орогена варисской геосинклинали. Однако в процессе развития более молодых структур древние структуры не оставались пассивными, а реагировали более или менее интенсивно на проявления молодой тектоники и магматизма. Отчетливо, например, намечается тенденция некоторых участков, образованных древними крупными антиклинальными структурами, к постоянному поднятию, которое красной нитью проходит через всю историю геологического развития рассматриваемого региона вплоть до наших дней. Не менее отчетливо намечается постоянное опускание некоторых зон.

Наконец, чрезвычайно характерно наличие трех систем региональных разломов, явно подчиненных трем основным структурным планам — протерозойскому, каледонскому и варисскому. Все это заставляет обратить серьезное внимание на структуры фундамента, на их поведение в процессе тектонического развития региона и на значение их в формировании и локализации рудных месторождений.

В протерозойском складчатом поясе отчетливо намечаются две крупные структуры с тенденцией к постоянным поднятиям и разделяющая их зона депрессии, сохранившие свой характер на протяжении чрезвычайно длительного периода времени. Это, во-первых, мощная приплатформенная зона протерозойского складчатого пояса, выведенная на дневную поверхность в Енисейском кряже и Восточном Саяне, и, во-вторых, юго-западная зона выходов докембрия в Кузнецком Ала-Тау, на Алтае, в районе Прикосоголья (Монголия) и в Тувинской области.

Разделяющая эти зоны поднятия депрессионная зона проходит через Минусинскую котловину, центральную и восточную часть Тувы. В пределах депрессии отмечается интенсивное накопление осадков, происходившее на протяжении среднего и верхнего палеозоя и юры. Постоянная тенденция этой зоны к опусканию отчетливо видна по полноте стратиграфических разрезов, фациальному характеру отложений и их мощности.

Докембрийские структуры впервые проявляют себя в силуре, о чем можно судить по характеру верхнесилурийской морской трансгрессии, которая развивалась далеко не вполне следуя формировавшимся тогда каледонидам, как на юге — в Туве, так и на северо-западе — со стороны Салаира. Уже тогда оконтурилось мощное поднятие протерозойской структуры Прикосоголья (Монголия) и южного участка Восточного Саяна, с одной стороны, и северной, примыкающей к Кузбассу части Кузнецкого Ала-Тау — с другой.

Из анализа стратиграфических разрезов и несогласий средне- и верхнепалеозойских отложений Минусинской котловины и восточных склонов Кузнецкого Ала-Тау опять же отчетливо намечаются более интенсивные движения и поднятия в зоне последнего и опускания в области Минусинской котловины. Наконец, современный рельеф с выведенными на поверхность докембрийскими структурами, в значительной степени подчиненный докембрийскому структурному плану, является убедительным доказательством того, что и более молодые движения (мезозойские и кайнозойские) также были в значительной мере подчинены этим древнейшим структурам. Проявления каледонского орогенеза создали поперечные структуры, пересекающие намеченную выше депрессионную зону, причем поведение этих структур после их консолидации в общем аналогично поведению протерозоид: отчетливо намечается общая тенденция антиклинальных структур к поднятиям, синклинальных — к опусканиям. При этом зоны поднятий ограничиваются крупными разрывами, подчиненными уже каледонскому плану.

Сочетанием взаимно пересекающихся каледонских и протерозойских структур обусловлена сложная современная структура Минусинской котловины, представленная рядом кулисообразно расположенных депрессий и разделяющих их хребтов, подчиненных как протерозойскому, так и каледонскому планам.

Завершение каледонского орогенеза в рассматриваемом регионе происходило одновременно с образованием варисской геосинклинали в соседней Монголии и на Алтае. В процесс геосинклинального прогибания в среднем палеозое была вовлечена, как мы видели, и зона каледонид, где, таким образом, сочетались два явления — варисский эпейрогенез с каледонским орогенезом. Эти явления особенно интенсивно проявившиеся в девоне, имели своим следствием появление новых структур, подчиненных уже варисскому структурному плану, не совпадающему ни с каледонским, ни с протерозойским. Варисскому плану подчинено в общем восточно-северо-восточное простирание Тувинско-Алтайской депрессии, пересекающей как каледонские, так и протерозойские структуры и явно подчиненной общему простиранию варисских цепей Монголии. Вместе с тем распределение девонских осадков в Тувинской области явно отражает и реакцию раннекаледонских структур на варисский прогиб. Чрезвычайно характерно, например, ответвление небольшого девонского прогиба от Тувинско-Алтайской депрессии в бассейне среднего течения р. Элегеста к юго-востоку, отчетливо фиксируемое по выходам девонских отложений и явно подчиненное каледонскому структурному плану.

В заключение краткого обзора необходимо отметить своеобразную структуру юго-восточной части Восточного Саяна и Восточной Тувы, где (судя по последним работам С. В. Обручева) эрозией прекрасно отпрепарирована характерная глыбовая тектоника докембрийского фундамента, отчетливо выраженная в зоне проявления каледонских и, отчасти, варисских дислокаций. Там же сохранились остатки каледонских складок, имеются разновозрастные магматические проявления и разрывы, соответствующие главным этапам тектонического движения региона. Этот район представляется нам прекрасным и, пожалуй, единственным объектом для решения поставленной выше проблемы, имею-

щей не только большое теоретическое значение, но и весьма важной для познания металлогении региона.

Создается впечатление, что процессы локализации эндогенных месторождений полезных ископаемых и некоторые характерные особенности металлогенической эволюции различных тектоно-магматических этапов в значительной степени определяются структурами древних фундаментов, сохранившимися в различных районах.

Для рассматриваемого региона прежде всего отмечается приуроченность очень многих месторождений к зонам разломов, сами же разломы подчинены трем основным структурным планам — докембрийскому, каледонскому и варисскому. Естественно, конечно, что бесполезно искать древние месторождения этого типа в связи с разломами, подчиненными более юным структурам, хотя бы эти разломы и были проявлены в древних породах. Докембрийские месторождения этого типа могут быть приурочены только к северо-западным зонам разломов, раннекаледонские могут группироваться вдоль и докембрийских, и каледонских разломов, а позднекаледонские могут быть подчинены разломам всех трех направлений.

Следующая, вовсе пока не изученная, но как будто отчетливо намечающаяся особенность металлогении рассматриваемого региона заключается в приуроченности некоторых характерных рудных районов к зонам пересечения разновозрастных структур. При этом намечаются не только насыщенность подобных зон рудопроявлениями и приуроченность к ним наиболее крупных месторождений, но и изменения в характере минерализации по сравнению с соседними районами. Достаточно отчетливо, например, выступает зона восточных склонов Кузнецкого Ала-Тау, протягивающаяся к югу через Западный Саян в Тувинскую область. Эту зону мы считаем зоной пересечения каледонских и варисских структур с краевыми западными структурами протерозойского пояса, для которых характерны, как указывалось, постоянные поднятия. Юго-восточное продолжение этой зоны определяется контактом докембрийских и палеозойских слоев в юго-восточной Туве. В районе пересечения ее Тувинско-Алтайской депрессией, выполненной палеозойскими осадками, реакция древнего фундамента выразилась в резком перегибе осей складок (сопряжение антиклинальной структуры с синклинальной в хребте Танну-Ола — бассейн рр. Хандагайте—Чаадан). На стыке Кузнецкого Ала-Тау с Минусинской котловиной сопряжение докембрийских структур с каледонскими очевидно.

Таким образом, в тектонических структурах эта зона проявлена достаточно отчетливо. Не менее отчетливо она проявлена и в отношении металлогении. При одинаковом типе эндогенных рудных месторождений в осевой (Западно-Сибирской) зоне Кузнецкого Ала-Тау и на восточных его склонах, к которым приурочена рассматриваемая зона, отмечается достаточно резкое изменение характера минерализации. Контактово-метасоматические месторождения Кузнецкого Ала-Тау и Горной Шории в основном представлены железорудными месторождениями. Месторождения меди и редких металлов мало характерны и имеют резко подчиненное значение. На восточных склонах Кузнецкого Ала-Тау в контактово-метасоматических месторождениях того же типа резко повышается роль меди и редких металлов и значительно снижается роль железного оруденения.

Все известные наиболее крупные каледонские месторождения этого типа, как мы видели, приурочены именно к данной зоне. Западный Саян изучен недостаточно для понимания его металлогении, тем не менее крупное железорудное (Абаканское) и своеобразное колчеданное (Маинское) месторождения попадают в нее. В Туве к этой зоне приурочены медно-кобальтовые месторождения Ак-Чат и Шамушдаг и Аккольское серебро-никелевое месторождение. В пределах Тувинско-Алтайской де-

прессии к этой зоне приурочен район наиболее интенсивного позднекаледонского оруденения (главнейшие железорудные и кобальт-никелевые месторождения), причем характерна локализация этих месторождений вдоль субмеридиональных зон, секущих каледонские структуры вкрест простирания и явно подчиненных докембрийскому плану. Наконец, на юге Тувинской области мы вновь сталкиваемся с вспышкой медного каледонского оруденения, подобного тому, которое развито на восточных склонах Кузнецкого Ала-Тау, опять же в пределах этой зоны.

В настоящее время рассматриваемая зона изучена наиболее полно. Сведения о других районах и участках пересечения разновозрастных структур чрезвычайно скудны, но все же есть основания полагать, что и там можно ожидать аналогичных явлений. Например, бросается в глаза приуроченность проявлений кобальтового и серебряного оруденения к участкам пересечения Тувинско-Алтайской депрессией древних структур в районе р. Манкрес (Восточный Саян), где варисский прогиб пересекает платформенную протерозойскую структуру, и в Чаган-Узунской депрессии, где депрессия пересекает западную кромку протерозоид.

Если высказанные выше предположения справедливы, нам представляется возможным ожидать наиболее интенсивных проявлений позднекаледонского оруденения «рудных узлов» именно в указанных районах сопряжения палеозойской депрессии, подчиненной варисскому плану, и более древних структур.

Наконец, для поисков редкометального (вольфрамового и молибденового) оруденения наиболее перспективной представляется зона осевого прогиба каледонской геосинклинали, протягивающаяся от Джидинского района (Забайкалье) через Восточную Туву в Западный Саян. *Наиболее перспективный для поисков участок в пределах этой зоны, по* высказанным выше предположениям, следует искать в Восточной Туве (бассейн рр. Кизыл-Хем и Бий-Хем).

ЛИТЕРАТУРА

Алексейчик С. Н. Пермские отложения Монголии. Сов. геол, № 24, 1947.

Алексейчик С. Н., Стефаненко А. Я. Палеозойские отложения Монголии. Сов. геол., № 24, 1947.

Билибин Ю. А. О роли батолитов в золотом оруденении в СССР. Докл. АН СССР, т. 1, 1945.

Билибин Ю. А. Общие принципы металлогенических исследований. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1947.

Бобин Е. С. О взаимоотношении кембрия и докембрия в Восточном Саяне. Сов. геол., № 1, 1940.

Богданович К. И. Материалы по геологии и полезным ископаемым Иркутской губернии. Геол. иссл. и развед. раб. по линии Сибирской ж. д., вып. 2, 1896.

Додин А. Л., Яворский В. И. *Объяснительная записка к листу* N—45 (Сталинск), 1947.

Иванов Г. А. Минусинский каменноугольный бассейн. Геология угольных месторождений СССР, вып. 8, 1936.

Ильина Н. С. Геология, минералогия и генезис бокситов Буксонского месторождения в Восточном Саяне. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1944.

Кириченко Г. И. О возрасте и площади распространения железорудного бассейна в Енисейском кряже. Сов. геол., № 32, 1948.

Кобеляцкий И. А. Геологический очерк верхнего течения рек Урика и Онота. *Матер. по геол. и полезн. ископ. Вост. Сибири, вып. 20, 1947.*

Кобеляцкий И. А. и Одинцов М. М. Объяснительная записка к листу N—47 (Нижнеудинск), 1948.

Коноплев С. П. Пегматиты Бирюсинского района. Тр. Вост.-Сиб. геол.-разв. треста, вып. 21, 1937.

Коноплев С. П. Геологический очерк Бирюсинского слюдоносного района. Тр. Вост.-Сиб. геол.-разв. треста, вып. 14, 1937.

Коровин М. К. Канский угленосный бассейн. Геология угольных месторождений СССР, вып. 8, 1936.

Котельников Л. Г. Маршрутные геологические исследования в районе рек Ока, Ия, Уда. Тр. ВГРО, вып. 228, 1933.

Кузнецов Ю. А. *Геологический очерк Красноярского края.* Сб. «Пол. ископ. Красноярского края», 1938.

Кузнецов Ю. А. Верхний протерозой восточной окраины Енисейского кряжа. Вестн. Зап.-Сиб геол. управл., вып. 1—2, 1941.

Кузнецов Ю. А. Докембрий Енисейского кряжа. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1946.

Лисовский А. Л. К геологии Восточного Саяна. За индустр. Сов. Востока, № 3, 1933.

Маринов Н. А., Хасин Р. А. Нижние меловые отложения Монголии. Сов. геол., № 24, 1947.

Молчанов И. А. Геологический очерк золотоносного района р. Большой Бирюсы. Изв. Сиб. отд. Геол. ком., т. VII, вып. 4, 1928.

Молчанов И. А. Геологическое строение Бирюсинского золотоносного района. Изв. Зап.-Сиб. отд. Геол. ком., т. XI, вып. 5, 1930.

Молчанов И. А. Восточный Саян по данным исследований последнего десятилетия. Изд. АН СССР, 1934.

Молчанов И. А. Восточный Саян. Очерки по геол. Сибири, 1934.

Мейстер А. К. Горные породы и условия золотоносности южной окраины Енисейского округа. Геол. иссл. в золотоносн. обл. Сибири. Енисейский золотоносный р-н, вып. IX, 1910.

Николаев И. Г. Геологическое исследование в северо-западной части Северо-Енисейского горного округа. Изв. Сиб. отд. Геол. ком., т. IV, 1925.

Николаев И. Г. Маршрут геологических исследований в бассейне правых притоков р. Енисея и т. д. Изв. Зап.-Сиб. отд. Геол. ком., т. X, 1929.

Обручев В. А. Геология Сибири, т. I, II, III. АН СССР, 1936.

Обручев В. А. Докембрий Енисейского кряжа. Стратиграфия СССР т. 1, АН СССР, 1939.

Обручев С. В. Тунгусский угленосный бассейн, т. I и II. Тр. ВГРО, вып. 164, 1932 и 178, 1933.

Обручев С. В. Основные черты тектоники и стратиграфии Восточного Саяна. Изв. АН СССР, сер. геол.. № 5—6, 1942.

Обручев С. В. Орография и геоморфология восточной половины Восточного Саяна. Изв. Геогр. общ., т. 78, 1946.

Сивов А. Г. и Люберцев А. А. Характер маинерализации вдоль Саянского надвига в Западном Саяне. Вестн. Зап.-Сиб. геол. упр., № 3, 1941.

Соболев Н. Д. Материалы для геологии и петрографии Тункинских и Китойских Альп (Восточный Саян), ч. 1, СОПС АН СССР, 1940.

Трофимов В. С. Новые данные по геологии центральной части Восточного Саяна. БМОИП, отд. геол., т. 18, 1940.

Унксов В. А. Траппы района рек Уды, Чуны, Тесеевой. Восточная Сибирь, СОПС АН СССР, 1934.

Флоренсов Н. А. К вопросу о тектонике центральной части Восточного Саяна. Тр. Вост.-Сиб. гос. универ., т. II, вып. 2, 1941.

Хазанович К. К. Геологическое строение среднего течения рр. Уды и Икея (В. Саян). Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1940.

Чураков А. Н. Кузнецкий Ала-Тау. Очерки по геол. Сибири, 1932.

Шестопалов М. Ф. Ультраосновной массив Китойских альп В. Саяна и связанные с ним м-ния. Сб. по камням-самоцветам, вып. 4, 1937.

Шипулин Ф. К. Осн. черты геол. строения Монголии. Сов. геол., № 24, 1947.

Кроме того, использованы неопубликованные работы по Тувинской области: В. В. Архангельской, Ю. А. Билибина, Д. В. Вознесенского, А. Л. Додина, М. В. Занина, Я. С. Зубрилина, Т. Н. Ивановой, Г. И. Кириченко, П. В. Коростина, Г. А. Кудрявцева, П. В. Матросова, В. И. Серпухова и В. А. Унксова, а также по Западной Сибири, Казахстану и Забайкалью: Ю. А. Билибина, Г. С. Лабазина, В. П. Нехорошева, Г. Л. Падалки, Л. И. Салопа, А. И. Семенова.

Ю. А. Билибин

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ МЕЗОЗОЙСКОЙ ЭНДОГЕННОЙ МЕТАЛЛОГЕНИИ ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

(Печатается по материалам работ Академии наук СССР с разрешения директора Лаборатории геологии угля АН СССР И. И. Горского)

ВВЕДЕНИЕ

Летом 1949 г. автор, работая от Ленинградского отделения Института геологических наук АН СССР по теме «Металлогения Восточного Забайкалья», возглавлял один из отрядов Восточно-Сибирской экспедиции. В процессе полевых и камеральных работ автор сделал попытку приложить к анализу эндогенной металлогении Восточного Забайкалья те общие принципы регионального металлогенического анализа, которые были разработаны коллективом работников сектора металлогении ВСЕГЕИ в период 1947—1949 гг. Эта попытка показала, что имеющийся фактический материал по геологии и эндогенной металлогении Восточного Забайкалья не вполне согласуется с той общей схемой геологического и металлогенического развития подвижных поясов, которая была разработана указанным коллективом авторов. В частности, оказалось, что кислые калиевые граниты в сопровождении редкометальной и пегматитовой минерализации, которые согласно общей схеме являются характерными лишь для средних этапов развития подвижных поясов, проявляются в Восточном Забайкалье, если доверять имеющемуся фактическому материалу, многократно и в разных его участках имеют различный возраст: протерозойский, каледонский, варисский, триасовый, верхнеюрский.

Таким образом, выяснилось, что развитие подвижного пояса Восточного Забайкалья было более сложным, чем это предусматривалось той общей схемой, которая была разработана на основе анализа ряда других регионов. Кроме того, для Восточного Забайкалья труднее уловить определенную направленность развития, так как довольно частое повторение одних и тех же кислых калиевых гранитов стирало различия между магматизмом и металлогенией палеозоя и мезозоя если не в полной мере, то в значительной степени.

Такое резкое отличие Восточного Забайкалья от большинства других регионов Советского Союза казалось более чем странным, и потому имевшийся фактический материал по возрасту гранитных интрузий, в частности кислых калиевых гранитов, был подвергнут критическому пересмотру. При этом выяснилось, что надежные данные о возрасте имеются лишь для юрских гранитов, которые прорывают и метаморфизуют охарактеризованную фауной толщу морской юры и дают гальку

в конгломераты верхней юры и нижнего мела. Что касается протерозойских, каледонских, варисских и триасовых кислых калиевых гранитов, то имеющиеся данные об их возрасте отражают отнюдь не реально существующие в природе соотношения, но только те или иные взгляды авторов, изучавших эти граниты. Очень характерно при этом, что постулируемый ими возраст гранитов в значительной мере определяется тем, в структурах какого возраста тот или иной исследователь работал до этого (С. П. Коноплев — протерозойский, Е. В. Павловский — каледонский, В. Н. Козеренко — варисский и пр.).

Единственно надежными данными о доюрском возрасте некоторых лейкократовых гранитов были довольно многочисленные указания на залегание в ряде случаев юрских отложений своими базальными горизонтами на лейкократовых гранитах. Однако критический пересмотр материала показал, что все подобные случаи относятся исключительно к верхним горизонтам так называемой алгачинской юры — бохтинской и верхнегазимурской свитам. Что касается нижней свиты алгачинской юры — акатуевской, а также толщи морской юры, то для них подобных случаев не отмечалось, и контакты их с лейкократовыми гранитами всегда были интрузивными.

Характер лейкократовых гранитов и их металлогения в тех и других случаях оказывались настолько сходными, что невольно напрашивалось предположение, что мы имеем одни и те же граниты, контактирующие лишь с разновозрастными толщами юры. Это предположение представлялось тем более вероятным, что В. Н. Данилович и Ю. К. Дзевановский в верхнем течении Газимура непосредственно наблюдали граниты, прорывающие акатуевскую свиту и перекрываемые бохтинской свитой алгачинской юры. При этом лишь акатуевская свита алгачинской юры являлась возрастным аналогом морской юры, а бохтинскую и верхнегазимурскую свиты необходимо было считать более молодыми образованиями.

Попытка составления схемы расположения структурно-металлогенических зон Восточного Забайкалья подтвердила вероятность именно такой трактовки материала. Оказалось, что кислые калиевые граниты — биотитовые, аляскитовые, лейкократовые, аплитовидные, гранито-гнейсы и др., независимо от их предполагаемого возраста, совершенно четко приурочиваются к одним и тем же структурно-металлогеническим зонам, несущим к тому же вполне определенную эндогенную минерализацию. Такая четкая закономерность давала нам прекрасные поисковые признаки и была совершенно понятна в случае одинакового возраста этих гранитов и совершенно непонятна в случае их различного возраста. Например, на продолжении структурно-металлогенической зоны, содержащей Цаган-Олуевский гранитный интрузив, заведомо прорывающий и метаморфизующий юрские отложения, располагается Кутомарский гранитный интрузив, петрологически почти идентичный Цаган-Олуевскому, но предположительно каледонского (Е. В. Павловский) или варисского (В. Н. Козеренко) возраста. На продолжении Шерловогорской структурно-металлогенической зоны, включающей Адун-Чолонский, Шерловогорский интрузивы и граниты Кукульбея, многие из которых рвут морскую юру, в бассейне р. Аленгуя располагаются аналогичные гранитные интрузивы в сопровождении пегматитовой минерализации, которым С. П. Коноплев приписывает протерозойский возраст.

Четкая приуроченность гранитов различного типа к определенным типам структурно-металлогенических зон и отсутствие надежных данных об их домезозойском возрасте (когда он предполагался) окончательно утвердили автора в предположении о том, что все эти граниты являются в действительности мезозойскими. Соответственно этому и была построена весной 1950 г. рабочая схема расположения структурно-металлогенических зон Восточного Забайкалья. Эта схема вызвала ряд

нареканий со стороны знатоков геологии Восточного Забайкалья (*Г. Л. Падалка, В. Н. Козеренко и др.*), обвинивших автора в пренебрежении фактическим материалом многолетних геологических исследований Забайкалья.

Полевые работы 1950 г. были запланированы с расчетом проверки возраста ряда интрузий, прежде всего Кутомарского гранитного батолита. В 1950 г. удалось организовать в составе Восточно-Сибирской экспедиции Института геологических наук АН СССР три полевых отряда от Ленинградской металлогенической группы лаборатории геологии угля, из них два отряда работали по решению этой проблемы. Работы 1950 г. полностью подтвердили предварительные предположения автора о возрасте гранитов Восточного Забайкалья. Было установлено нижеследующее:

1. Кутомарский батолит в центральной части, подавляющей по своей площади, *сложен мезозойскими гранитами и приурочен к крупному антиклинорию*, благодаря чему по периферии батолита местами выходят участки сильно метаморфизованных палеозойских отложений, прорываемых *палеозойскими же гранитами.*

2. Палеозойские отложения и граниты трансгрессивно перекрываются базальными конгломератами акатуевской свиты алгачинской юры, переходящими выше по разрезу в песчаники и сланцы.

3. Палеозойские отложения, палеозойские граниты и породы акатуевской свиты прорываются и метаморфизуются мезозойскими гранитами центральной части Кутомарского батолита. Среди них выделяются два комплекса: а) несколько более ранний комплекс гранодиоритов и порфировидных роговообманково-биотитовых гранитов (аленуевский комплекс) и б) несколько более поздний комплекс лейкократовых и биотитовых гранитов (борщовочный комплекс).

4. Породы аленуевского комплекса непосредственно контактируют с породами акатуевской свиты, прорывая и метаморфизуя их (*Пуринский гранодиоритовый шток*), *и в более центральных частях батолита* в свою очередь прорываются и метаморфизуются лейкократовыми гнейсовидными гранитами борщовочного комплекса. Граниты борщовочного *комплекса непосредственно с породами акатуевской свиты не контактируют*, но через узкую полосу окаймляющих их палеозойских отложений и гранитов оказывают на породы акатуевской свиты очень сильное *контактовое воздействие, сильно их ороговиковывая.*

5. На границе акатуевской и бохтинской свит алгачинской юры наблюдается исключительно резкий скачок метаморфизма от сильно ороговикованных пород акатуевской свиты к лишенным малейших признаков метаморфизма породам бохтинской свиты. Граниты аленуевского комплекса, контактируя с породами бохтинской свиты, не вызывают в них ни малейших признаков метаморфизма (непосредственный контакт не обнажен). В прослоях конгломератов среди песчаников бохтинской свиты встречаются единичные гальки гнейсов, тождественность которых с гнейсами и гранито-гнейсами борщовочного комплекса не может быть установлена.

6. В конгломератах верхнегазимурской свиты встречаются обильные крупные гальки гранитов, гранито-гнейсов и гнейсов, без труда отождествляемых с *породами борщовочного комплекса центральных частей* Кутомарского батолита.

7. Породы бохтинской свиты прорываются и интенсивно метаморфизуются малыми интрузиями гранодиоритов, сиенито-диоритов, кварцевых диоритов, сопровождаемых свинцово-цинковой минерализацией.

8. В бассейне р. Аленуя, левого притока Газимура, наблюдалось трансгрессивное налегание базальных конгломератов бохтинской свиты *на граниты аленуевского комплекса.*

9. В районе Боровской россыпи, по правобережью Газимура, наблюдались прорывание и метаморфизм песчаников акатуевской свиты гранитами борщовочного комплекса.

10. В районе сел. Онон-Борзинского, на водоразделе падей Заречной и Заключной, наблюдалось трансгрессивное налегание базальных конгломератов бохтинской свиты на граниты аленуевского комплекса. В вершине пади Заключной те же граниты прорывают и интенсивно метаморфизуют более ранние конгломераты, повидимому также юрские.

11. Несколько юго-западнее, в вершине р. Талангуя (рч. Атопча), тот же интрузив аленуевских гранитов в обоих своих контактах прорывает и интенсивно метаморфизует породы морской юры.

12. В районе сел. Новое Гирюнино базальные конгломераты морской юры прорываются и метаморфизуются гранитами как аленуевского, так и борщовочного комплексов. Наблюдаются все непрерывные переходы от сравнительно пористых конгломератов через ороговикованные конгломераты, конгломерато-гнейсы до типичных гнейсов, характерных для борщовочного интрузивного комплекса. Те же гнейсы и гранито-гнейсы несколько северо-восточнее, в бассейне р. Аленгуя, левого притока р. Унды, рассматривались С. П. Коноплевым как протерозойские.

13. В бассейне рч. Сенкокучи, правого притока р. Унды, в песчаниково-сланцевых отложениях, считавшихся до сего времени нижнетриасовыми, была найдена хорошей сохранности юрская морская фауна вместе с обильными юрскими растительными остатками. Прорывающие эту толщу граниты аленуевского комплекса, тем самым, не могут быть триасовыми (как это принималось В. П. Масловым), а должны считаться юрскими. Песчаниковая толща, перекрывающая эти граниты, не может быть нижнеюрской (как это тоже принималось Масловым), а должна быть отождествлена с бохтинской свитой алгачинской юры.

Весь приведенный фактический материал, основанный на тщательных полевых наблюдениях, подкрепленных предварительным просмотром шлифов под микроскопом, позволяет сделать следующие основные выводы.

1. Бохтинская и верхнегазимурская свиты алгачинской юры, составляющие главную часть ее мощности, являются более молодыми, нежели морская юра, и никоим образом не могут рассматриваться как ее возрастные аналоги, разнящиеся от нее лишь фациально. Наименование алгачинской юры целесообразно сохранить лишь за этими двумя ее свитами, что и принято во всем дальнейшем изложении. Тем самым термин «алгачинская юра», помимо фациального значения (прибрежно-континентальная фация), приобретает также определенный возрастной смысл.

2. Акатуевская свита алгачинской юры является возрастным аналогом морской юры, и из понятия алгачинской юры ее следует исключить. Пока не может считаться твердо установленным, является ли акатуевская свита той же морской юрой, в которой пока еще не найдено фауны (что наиболее вероятно), или же прибрежно-континентальной фацией, являющейся возрастным аналогом морской юры. В первом случае термин акатуевская свита теряет всякий смысл. В дальнейшем изложении он сохранен чисто условно до окончательного решения этого вопроса.

3. Морская юра отделена от алгачинской крупным периодом складчатости, крупнейшими гранитными интрузиями и глубоким размывом, в результате которого алгачинская юра нередко ложится непосредственно на размытую поверхность крупных гранитных батолитов. Эти данные заставляют считать этот период складчатости основной мезозойской складчатостью региона.

4. К этому периоду складчатости приурочены два не вполне одновременных интрузивных комплекса, включающие крупнейшие гранитные интрузии региона: несколько более ранний аленуевский интрузивный комплекс гранодиоритов и роговообманково-биотитовых гранитов и не-

сколько более поздний борщовочный интрузивный комплекс биотитовых и лейкократовых (вплоть до аляскитовых) гранитов. Оба интрузивных комплекса имеют интрузивные контакты с морской юрой и акатуевской свитой, но трансгрессивно перекрываются базальными горизонтами бохтинской свиты.

5. Тем самым теряются всякие основания для приписывания аленуевским и борщовочным гранитам доюрского (вплоть до протерозойского) возраста на основании взаимоотношений их с алгачинской юрой.

6. Гранитам аленуевского комплекса особенно часто приписывался палеозойский возраст. На основании этого все немые толщи, имевшие с этими гранитами интрузивные контакты, рассматривались как заведомо палеозойские. Фактически вполне вероятно нахождение среди них и юрских толщ с необнаруженной пока фауной.

Таким образом, систематическое применение к анализу металлогении Восточного Забайкалья общих принципов регионального металлогенического анализа, разработанных во ВСЕГЕИ, позволило в очень короткий срок вскрыть крупнейшие ошибки в существующих представлениях о геологическом строении региона и внести в эти представления очень серьезные исправления. Именно эти новые данные и положены в основу всего дальнейшего изложения, которое, тем самым, очень существенно разнится от любых схем, основанных на старых данных, в том числе и от вышедшей в 1950 г. новейшей сводки И. В. Лучицкого по вулканизму Восточного Забайкалья, безнадежно устаревшей еще до своего опубликования.

ОБЩАЯ СТРУКТУРНО-МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

При структурном анализе Восточного Забайкалья необходимо различать структуры трех основных возрастов: каледонские, варисские и мезозойские. Докембрийские структуры до сего времени достоверно не установлены и намечаются местами лишь предположительно. До сего времени к ним относились преимущественно участки развития гнейсов и гранито-гнейсов борщовочного интрузивного комплекса, являющиеся фактически мезозойскими. Если все же в отдельных местах выделение докембрийских структур и является правильным, то роль их в целом все же настолько незначительна, что в первом приближении ими можно смело пренебречь, тем более что до ревизии в поле всех таких участков мы не можем быть уверенными в том, что эти структуры действительно являются докембрийскими, а не мезозойскими. Наиболее доступны наблюдению и потому наилучше (конечно, очень относительно) изучены мезозойские структуры; каледонские и варисские структуры выходят на поверхность лишь локально в фундаменте структур мезозоя.

В районе Газимурского Завода было установлено несогласное залегание кембрия и нижнего силура и в то же время согласное залегание всего силура и девона. Сходные взаимоотношения силура и девона были установлены и для верховьев Амура, и до недавнего времени проявление салаирской и отсутствие собственно каледонской складчатости считались характерными для всей восточной части Советского Союза, включая Забайкалье, Приамурье и Дальний Восток. Работами группы В. Н. Козеренко было установлено резко несогласное залегание девона на верхнем силуре в Приаргунье, т. е. проявление собственно каледонской складчатости. Отдельные фазы варисской складчатости пока слабо изучены, но, судя по всем данным, пермь больше тяготеет к мезозойскому осадочному комплексу, чем к палеозойскому, как это имеет место и в верхоянском комплексе на северо-востоке Советского Союза. Фаунистически охарактеризованная пермь развита лишь вблизи Агинской плиты и на ее периферии. Отложения морского триаса протягиваются узкой полосой из

района ст. Куэнга вдоль Шилки, по северному краю Агинской плиты и дальше в район курорта Дарасун. Единичная находка триасового аммонита известна еще дальше к юго-западу из аллювия кл. Тарбальджей. Показанный на геологической карте Восточного Забайкалья масштаба 1 : 1 000 000 (лист М—50) значительный участок развития нижнего триаса в верховьях рр. Унды и Куренги оказался в действительности относящимся к морской юре, как это было выяснено работами 1950 г.

Морская юра развита преимущественно вдоль северо-восточного края Агинской плиты и в районе Кукульбея, протягиваясь лишь вдоль долины Газимура довольно далеко к северо-востоку, в район окрестностей Газимурского Завода. Обнаружение в 1950 г. по рч. Сенкокуче юрской морской фауны в толще, считавшейся нижнетриасовой, и вероятность нахождения морской юры среди немых терригенных толщ, метаморфизуемых аленуевскими гранитами и относившихся по этому признаку к палеозою, делают очень вероятным продолжение морских отложений юры еще дальше к северо-востоку, на соединение с морскими юрскими отложениями верховьев Амура. Обращает на себя внимание, что распределение морской юры в юго-западной части района ее развития лучше отвечает распределению морской перми, чем морского триаса. Явное тяготение морских фаций перми в значительной мере также триаса и юры к периферии Агинской плиты говорит о том, что последняя играла существенную роль в определении развития соответствующих морских бассейнов.

Более поздняя алгачинская юра сравнительно мало распространена в центральной полосе развития морской юры, встречаясь совместно с нею лишь в полосе, охватывающей бассейны Онон—Борзи и Газимура. Более значительным развитием она пользуется юго-восточнее, в области Приаргунья, и северо-западнее, ближе к долине Шилки. Такое раздельное пространственное размещение морской и алгачинской юры служило одним из аргументов в пользу того, что это одновозрастные, но фациально различные отложения. Однако отложение алгачинской юры в депрессиях рельефа, возникшего в связи со складчатостью после отложения морской юры, не хуже, а, пожалуй, даже лучше объясняет все особенности площадного развития той и другой толщи юрских отложений.

Среди отложений перми, триаса и юры резко, если не исключительно, преобладают терригенные фации с значительной ролью среди них глинистых сланцев, особенно в отложениях триаса и морской юры. Среди отложений более раннего палеозоя существенную роль играют также известняки и местами вулканогенные фации, представленные эффузивами спилитового облика, туфами, туфопесчаниками, нередко в сопровождении характерных для этой формации кремнистых пород. В соответствии с развитием эффузивов спилитового типа находится и интрузивный магматизм палеозоя. Исключение из числа палеозойских интрузий гранитов аленуевского и борщовочного комплексов делает значительно более определенной характеристику действительно палеозойских интрузий. Наиболее широко среди них представлены породы среднего состава, типа диоритов и кварцевых диоритов, иногда образующих достаточно крупные интрузивные тела площадью в сотни квадратных километров. Местами в тесной связи с ними встречаются небольшие интрузивы габбро, значительно шире распространены более кислые диференциаты типа плагиогранитов и плагиогранодиоритов (в частности, так называемый ундинский интрузивный комплекс). Нередко, хотя и в небольших количествах, встречаются сиениты, сиенито-диориты, монциониты, граносиениты и др., иногда также гипербазиты. Развитие пород спилитовой формации в сопровождении кремнистых пород, достаточно широкое развитие карбонатных пород и характер интрузивного магматизма говорят о том, что средний палеозой отвечает в Восточном Забайкалье ранним этапам развития подвижного пояса. Это хорошо согласуется с теми данными о характере среднепалеозойского магматизма, которые имеются для более восточных

частей Союза — верховьев Амура, бассейнов Зеи, Селемджи, вплоть до Шантарских островов, где классически развиты спилитовые лавы, основные и ультраосновные интрузии среднего палеозоя.

Для мезозойского осадконакопления Восточного Забайкалья (включая сюда и пермь), наоборот, спилиты совершенно не характерны. Верхнеюрская вулканогенная толща и более поздние эффузивы носят совершенно иной характер и отвечают проявлениям наземного вулканизма уже после окончательного превращения геосинклинального бассейна в складчатый пояс. Среди интрузивных пород мезозоя мы точно так же не знаем основных и щелочных, а породы среднего состава представлены лишь малыми интрузиями. Таким образом, ранние этапы развития подвижных поясов в мезозойском развитии Восточного Забайкалья не представлены. Совершенно естественным является вывод, что мезозойское развитие подвижного пояса Восточного Забайкалья — это продолжение его палеозойского развития, но в то время, как средний палеозой отвечает ранним этапам развития, пермь, триас и юра (до морской включительно) охватывают средние этапы, а алгачинская и верхняя юра, мел и кайнозой — поздние и конечные. Таким образом, мы имеем здесь, по существу, один подвижный пояс, весьма длительно развивавшийся.

При структурно-металлогеническом анализе Восточного Забайкалья в нем достаточно четко выделяются четыре района, разнящиеся между собой по истории своего геологического развития и по структурно-металлогенической характеристике.

1. Шилка-Аргунское междуречье, охватывающее бассейны правых притоков р. Шилки и левых притоков р. Аргуни, характеризуется наиболее полным разрезом отложений палеозоя и наибольшим развитием морской перми, морской и алгачинской юры. Вместе с тем это район развития разнообразных и разновозрастных интрузий и самой разнообразной эндогенной минерализации. Это говорит о том, что именно этот район из всех районов Восточного Забайкалья пережил наиболее сложную историю своего геологического развития. Здесь сосредоточены главнейшие вольфрамовые, полиметаллические, флюоритовые месторождения Восточного Забайкалья, также ряд оловянных (Оловянная, Этыка и др.), молибденовых (Шахтама), золоторудных (Балей, Козаково, Шундуя, Турга, Шахтама и др.), сурьмяных, ртутных и других месторождений.

2. Левобережье р. Шилки охватывает северо-западную окраинную часть мезозойской складчатой зоны Восточного Забайкалья. Характеризуется резко преобладающим развитием гранитных интрузий, среди которых, повидимому, очень существенную роль играют интрузии аленуевского комплекса, до сего времени обычно относившиеся к палеозою. Подчиненным развитием пользуются осадочные отложения палеозоя и верхнемезозойские континентальные отложения. Мезозойская минерализация в основном золото-молибденовая, отчасти сурьмяная. Вдоль границы с предыдущим структурно-металлогеническим районом располагается прогиб с развитием отложений морского триаса, которые протягиваются из района ст. Куэнга вдоль долины р. Шилки и по северной окраине Агинской плиты. В пределах самого левобережья р. Шилки, если исключить непосредственно прилегающие к Шилке участки, морские отложения перми, триаса и юры неизвестны.

3. Агинская плита занимает центральное положение среди других структурно-металлогенических районов Восточного Забайкалья, примыкая на северо-востоке к области Шилка-Аргунского междуречья, на севере — к району левобережья р. Шилки и на западе — к области Даурского хребта. Она охватывает значительную часть бассейна р. Онон, за исключением левых притоков его верхнего течения, входящих в область Даурского хребта, и правых притоков нижнего течения, отно-

сящихся к области Шилка-Аргунского междуречья. Характеризуется резким преобладанием терригенных, при подчиненном развитии вулканогенных фаций среднего и верхнего палеозоя, прорванных обычно небольшими (за исключением Халзанского) интрузивными телами кислых калиевых гранитов, несущих вольфрамовую и оловянную минерализацию. Очень слабо проявлена молибденовая и сурьмяная минерализация, практически отсутствует золотая. Возраст гранитных интрузий и связанной с ними оловянно-вольфрамовой минерализации, скорее всего, является мезозойским, хотя непосредственных доказательств этого мы пока не имеем.

Как уже отмечалось, участки сочленения Агинской плиты с другими структурно-металлогеническими районами Восточного Забайкалья характеризуются наиболее значительным развитием морских отложений перми и мезозоя: в районе сочленения Агинской плиты с областью Шилка-Аргунского междуречья широко развиты морские отложения перми и юры, по северной окраине Агинской плиты, в районе соприкосновения ее с областью левобережья р. Шилки — морские отложения перми и триаса, и по западной окраине плиты, в районе соприкосновения ее с областью Даурского хребта, — морские отложения триаса (Дарасун, Тарбальджей).

4. Область Даурского хребта охватывает левобережье верхнего течения р. Онона, правобережье среднего и верхнего течения р. Ингоды и левобережье верхнего течения р. Чикоя. На востоке она граничит с Агинской плитой, на юге примыкает к государственной границе, на северо-западе ограничивается северо-восточными отрезками тектонических долин рр. Чикоя и Ингоды. Область Даурского хребта иногда выделяют из состава Восточного Забайкалья под названием Центрального Забайкалья. Известные основания такое выделение имеет, но на наш взгляд, не вполне достаточные. Дело в том, что область Даурского хребта разнится от области Шилка-Аргунского междуречья, наиболее полно отвечающего геологическому понятию о Восточном Забайкалье, не больше, чем остальные только что рассмотренные структурно-металлогенические его районы, т. е. область левобережья р. Шилки и Агинская плита. Если два последних структурно-металлогенических района мы включаем в понятие Восточного Забайкалья, то нет больших оснований к выделению из него области Даурского хребта. Правда, чисто географически Даурский хребет уже не является восточной частью Забайкалья, особенно бассейн р. Чикоя. Но так как все структуры Забайкалья в целом имеют четко выраженное северо-восточное простирание, было бы целесообразнее делить Забайкалье не на Западное и Восточное, а на Северо-Западное, каледонско-протерозойское, и Юго-Восточное, варисско-мезозойское. При этом область Даурского хребта должна, конечно, включаться в понятие Юго-Восточного Забайкалья.

Для области Даурского хребта характерно резкое преобладание над другими геологическими образованиями кислых калиевых гранитных интрузий, полностью сходных с интрузиями борщовочного комплекса. Подчиненным развитием пользуются терригенные, в меньшей степени — вулканогенные отложения среднего и частично верхнего палеозоя. Возможно, что среди последних присутствуют и литологически от них неотличимые мезозойские терригенные отложения. Верхнемезозойские континентально-вулканогенные отложения развиты лишь небольшими участками, преимущественно в депрессионных структурах. Резко преобладает оловянная, отчасти вольфрамовая минерализация, причем, кроме месторождений кварцево-касситеритовой формации, развиты и месторождения сульфидно-касситеритовой формации (Хапчеранга, Тарбальджей, Сохондо и др.). Подчиненное развитие принадлежит золотой и молибденовой минерализации.

Несмотря на достаточно резкие различия в геологическом строении отдельных выделенных нами структурно-металлогенических районов Юго-Восточного Забайкалья, мы встречаем в них сходные типы интрузивных и эндогенных минеральных комплексов и сходные же типы тех структурно-металлогенических зон, к которым приурочено развитие этих комплексов. Лишь степень количественного развития каждого отдельного комплекса от иногда резкого его преобладания до полного в некоторых случаях выпадения, естественно, варьирует в разных структурно-металлогенических районах. Если исключить из рассмотрения, как крайне недостаточно изученные, интрузивные и минеральные комплексы ранних этапов развития Восточно-Забайкальского подвижного пояса (средний палеозой), то для средних, поздних и конечных этапов его развития насчитывается около 10—13 типов минеральных комплексов, причем самостоятельность некоторых из них, как это будет видно ниже, не является вполне очевидной. В порядке возрастной последовательности — от ранних к поздним, в пределах Юго-Восточного Забайкалья могут быть выделены мезозойские интрузивные и эндогенные минеральные комплексы средних, поздних и конечных этапов развития подвижного пояса, характеризуемые ниже.

1. Верхнеононский интрузивный и минеральный комплекс представлен малыми интрузиями (дайками и небольшими штоками) кварцевых диоритов, гранодиоритов, диорит-порфиритов, гранит-порфиров и др., с которыми тесно связана пространственно и генетически золото-шеелитовая минерализация. Сюда могут быть отнесены месторождения Любавинского прииска в вершине Онона (Хаверга, Баян-Зурга, Евграфовское и др.), Пешковское шеелитовое, Козаковское золото-шеелитовое, мелкие россыпные месторождения золота в связи со штоками кварцевых диоритов по левобережью р. Шилки, в бассейне р. Пешковой и др. Все эти месторождения являются более ранними, нежели крупные батолиты калиевых гранитоидов. Последние прорывают и метаморфизуют дайки гранит-порфиров, вмещающих золотое оруденение в районе Любавинского прииска (Хамаро-Тыринский интрузив) и штоки кварцевых диоритов вдоль р. Шилки (Борщовочный интрузив). По пересечению штоками кварцевых диоритов фаунистически охарактеризованного верхнего триаса вблизи р. Шилки в районе Усть-Курлыча, этот комплекс, вероятно, имеет верхнетриасовый или нижнеюрский возраст.

2. Аленуевский интрузивный и рудный комплекс представлен крупными интрузивными телами типа батолитов гранодиоритов и порфировидных роговообманково-биотитовых гранитов. Пока неясно, отвечают ли они одной интрузивной фазе или двум последовательным фазам интрузии. Крайне скудно в связи с этими гранитами развиты аплиты и пегматиты, но довольно часто встречаются дайки лампрофиров, преимущественно роговообманковых. На контактах с гранитами борщовочного комплекса аленуевские граниты прорываются и метаморфизуются ими. К этому же комплексу, повидимому, относятся и крупнопорфировидные сретенские граниты, для которых имеются наблюдения Н. А. Авдонцева 1949 г. о наличии в сретенских гранитах вблизи г. Сретенска нескольких даек борщовочных гранитов. Так как наименование «сретенские порфировидные граниты» пользуется широкой известностью, было бы целесообразнее за всем комплексом сохранить наименование сретенского комплекса. Однако до сего времени сретенские граниты рассматривались как один из членов более молодого годойского или шахтаминского интрузивного комплекса, несущего золото-молибденовую минерализацию, и у нас пока нет категорических доказательств тождественности сретенских и аленуевских гранитов, хотя это и представляется наиболее вероятным. Поэтому распространение термина «сретенские» на все граниты аленуевского комплекса является несколько преждевременным и могло бы внести много путаницы.

Аленуевские граниты и гранодиориты пользуются в пределах Восточного Забайкалья наиболее широким площадным распространением. Этот комплекс, по существу, был выделен С. А. Музылевым еще в 1927 г. под названием «аргунской формации гранитов», которую С. А. Музылев противопоставлял «ононской формации гранитов» или нашему борщовочному комплексу. Но в ходе дальнейшего геологического изучения региона это прогрессивное начинание Музылева было забыто, комплекс потерял свою индивидуальность и многие относящиеся к нему интрузивы стали рассматриваться как палеозойские.

Граниты аленуевского комплекса пользуются повсеместным распространением в пределах Восточного Забайкалья, но особенно широко они развиты на левобережье р. Шилки и в пределах Приаргунья, где они слагают громадные площади. Это обстоятельство позволяет предполагать, что в указанных двух районах, возможно, аленуевские граниты представлены базальными батолитами, т. е. близкими к горизонтальным крупными интрузивными телами, внедрившимися примерно вдоль поверхности несогласия между палеозойскими отложениями. В центральной части Восточного Забайкалья эти граниты слагают более скромные по размерам интрузивные тела вплоть до небольших штоков, представляющих, вероятно, начинающие вскрываться верхушки крупных интрузивных тел. Такие штоки нередко приурочены к тем же структурно-металлогеническим зонам, что и несколько более поздние граниты борщовочного комплекса.

Минерализация, связанная с гранитами аленуевского комплекса, довольно скудная. Обычно это небольших масштабов скарновые образования с линзами магнетита, людвигита (Донинское месторождение) и убогой вкрапленностью шеелита и молибденита, которым иногда сопутствуют гидротермальные кварцево-молибденитовые жилы. Однако и те и другие образования пока не представляют промышленного интереса, за исключением Быстринского скарново-шеелитового месторождения, которое, повидимому, имеет другой генезис, о чем будет сказано ниже. Вполне вероятно, что с аленуевским же комплексом связана и небогатая россыпная золотоносность. Часть скарновых образований региона связана, повидимому, с палеозойскими гранитами.

3. Борщовочный интрузивный комплекс представлен крупными интрузивными телами кислых калиевых гранитов: биотитовых, лейкократовых, аляскитовых, аплитовидных, пегматоидных, гнейсовидных, гранито-гнейсов и т. д. Образование пород этого комплекса сопровождалось широко проявленными процессами разгнейсования и иногда милонитизации вмещающих пород и их мигматизации, ассимиляции и гранитизации. Обычно и сами граниты борщовочного комплекса также захвачены процессами разгнейсования, которые, повидимому, развивались достаточно длительное время одновременно с внедрением гранитной магмы. Нередко наблюдаются постепенные переходы от типичных гранитов через зону гранито-гнейсов, гнейсов и мигматитов к вмещающим породам. Конгломераты вмещающих пород в подобных контактах нередко бывают сильно развальцованы и дают совершенно постепенные переходы через конгломерато-гнейсы в гнейсы и гранито-гнейсы.

Интрузии этого типа весьма широко распространены в пределах всего Юго-Восточного Забайкалья, но особенно широко в центральной полосе Шилка-Аргунского междуречья и в Даурском хребте. На левобережье Шилки, в Приаргунье и в пределах Агинской плиты они развиты значительно скромнее и, в частности, в Агинской плите представлены лишь единичным Халзанским интрузивом. Для Борщовочного интрузива установлено прорывание этими гранитами фаунистически охарактеризованного морского верхнего триаса, для Кутомарского интрузива — метаморфизм и прорывание (через пуринские гранодиориты

аленуевского комплекса) акатуевской свиты и наличие их гальки в верхнегазимурских конгломератах. В районе Новое Гирюнино по р. Талангую установлены непрерывные переходы базальных конгломератов морской юры в типичные гнейсы борщовочного комплекса. Некоторые расхождения имеются для Цаган-Олуевского интрузива, где С. А. Музылевым был установлен метаморфизм этими гранитами не только бохтинской, но и верхнегазимурской свит алгачинской юры. В настоящее время сам С. А. Музылев сильно сомневается в правильности отнесения им этих метаморфизованных конгломератов к верхнегазимурским. Что касается метаморфизма бохтинской свиты, то нам представляется вероятным, что прилегающие непосредственно к интрузиву сильно метаморфизованные песчаники акатуевской свиты были приняты С. А. Музылевым за контактовый ореол интрузии в песчаниках бохтинской свиты, которые в действительности не метаморфизованы.

Имевшиеся предположения о палеозойском и более древнем возрасте Кутомарского, Кличкинского, Аленгуевского и других аналогичных интрузивов, основанные на наблюдении их взаимоотношения с бохтинской свитой алгачинской юры, как мы уже видели, оказались несостоятельными. Сейчас, во всяком случае, для всей области Шилка-Аргунского междуречья мы имеем все основания считать подобные интрузивные тела принадлежащими к борщовочному интрузивному комплексу среднеюрского возраста (между морской и бохтинской свитами алгачинской юры). Лишь для области Даурского хребта и западной окраины Агинской плиты (Халзанский интрузив) этот вопрос не может считаться вполне ясным в связи со скудостью здесь фаунистических находок. Однако прорывание этими гранитами верхней, песчаниково-сланцевой свиты этого района, в области развития которой в аллювии рч. Тарбальджея был найден триасовый аммонит, говорит в пользу того, что и здесь возраст этих гранитов не может быть древнее верхнего триаса.

4. Адунчолонский интрузивный комплекс представлен кислыми и ультракислыми калиевыми гранитами с широким развитием пневматолиза, пегматитов, грейзенов с минерализацией топазом, бериллом, минералами лития, тантала, ниобия, касситеритом, вольфрамитом, турмалином и пр. Пространственно и генетически, повидимому, этот комплекс тесно связан с борщовочным интрузивным комплексом, но более точно их возрастные и генетические взаимоотношения не установлены. Весьма обычное прорывание дайками минерализованных пегматитов пород борщовочного интрузивного комплекса (в том числе и весьма характерных для последнего участков рассеянного пегматита) говорит в пользу несколько более молодого возраста адунчолонского комплекса. Не исключена возможность, что он отвечает одной из поздних фаз борщовочного комплекса. С другой стороны, взаимное расположение интрузивных тел борщовочного и адунчолонского комплексов говорит в пользу того, что последние представляют лишь апикальные части неглубоко эродированных крупных гранитных интрузий борщовочного комплекса. Точное выяснение их взаимоотношений должно составить одну из задач дальнейших исследований. Но, во всяком случае, и те и другие интрузии совершенно четко приурочены к одним и тем же структурно-металлогеническим зонам.

5. Кукульбейский интрузивный и минеральный комплекс представлен сравнительно небольшими по размерам интрузивными телами гранитов, изредка гранодиоритов в сопровождении кварцево-касситеритовой и кварцево-вольфрамитовой минерализации. Сюда относится подавляющее большинство оловянных и вольфрамовых месторождений Юго-Восточного Забайкалья (Оловянное, Этыка, Белуха, Букука, Антонова Гора, Спокойное, Ангатуй, Шумиловское, Молодежное и пр.). Одни месторождения связаны с гранитами, заведомо прорывающими и метаморфизующими охарактеризованную фауной морскую

юру (район Кукульбейского хребта), другие месторождения, аналогичные первым, связаны с гранитами, которым некоторыми исследователями приписывается палеозойский возраст (Даурский хребет и др.). Все эти интрузии и месторождения четко приурочены к тем же структурно-металлогеническим зонам, что и борщовочные и адунчолонские граниты. Возрастные и генетические взаимоотношения гранитов кукульбейского комплекса, сопровождаемых гидротермальной минерализацией, с гранитами борщовочного и адунчолонского комплексов, пока недостаточно ясны. Вполне вероятно, что это лишь различные эрозионные срезы единого интрузивного комплекса, за которым в этом случае наиболее целесообразно будет сохранить, пожалуй, старое название С. А. Музылева — «ононский интрузивный комплекс».

6. Годойский или шахтаминский интрузивный и минеральный комплекс представлен штоками и трещинными интрузиями гранодиоритов, граносиенитов, гранитов, диорит-порфиритов, сиенит-порфиров, лампрофиров и др. в сопровождении золото-молибденовой минерализации, нередко с турмалином. Сюда относятся все главнейшие молибденовые месторождения Забайкалья (Давенда, Пильная, Шахтама и др.) и многие золоторудные месторождения (Дарасун, Ключи, Дмитриевское, Пильная и др.). До сего времени считалось общепризнанным, что эти интрузии и сопутствующая им минерализация прорывают отложения верхней, вулканогенной юры. По наблюдениям группы В. Н. Козеренко, штоки гранитов и грано-диоритов в сопровождении золото-молибденовой минерализации вдоль юго-восточного контакта Кутомарского батолита прорывают и метаморфизуют алгачинскую юру, но трансгрессивно перекрываются вулканогенной толщей верхней юры. Однако в действительности эти наблюдения относятся к интрузивным телам аленуевского комплекса и их контактам с акатуевской свитой.

Тем не менее, именно такой возраст интрузий и минерализации шахтаминского комплекса является наиболее вероятным. В ряде случаев наблюдалось прорывание этими интрузиями верхних свит алгачинской юры, но не наблюдалось проникновение интрузий или минерализации в верхнюю юру. Поэтому представляется наиболее вероятной связь интрузий и минерализации шахтаминского комплекса со складчатостью, приуроченной к перерыву между алгачинской и верхней, угленосно-вулканогенной юрой.

Интрузии этого комплекса для левобережья р. Шилки объединялись до сего времени под названием годойского интрузивного комплекса. Это название, неудачное само по себе в силу малой известности кл. Годой, мало приемлемо с нашей точки зрения еще потому, что в понятие годойского интрузивного комплекса во многих случаях включались граниты и гранодиориты аленуевского комплекса и сохранение этого названия будет в дальнейшем вносить только путаницу в дело расчленения интрузивных комплексов. Поэтому мы предпочитаем ему более четкое и более обоснованное наименование шахтаминского интрузивного и рудного комплекса, которое тем более удобно, что в Шахтаме очень четко проявлены интрузии этого комплекса и как золотая, так и молибденовая минерализация.

7. Хапчерангинский интрузивный и минеральный комплекс представлен малыми близповерхностными интрузиями гранит-порфиров, липаритов, дацитов, нередко с содержанием санидинового полевого шпата, в сопровождении оловянной минерализации хлоритовой группы сульфидно-касситеритовой формации. Сюда относятся сульфидно-касситеритовые месторождения юго-восточной части Даурского хребта: Хапчеранга, Тарбальджей, Улюртуй, Сохондо и др. Возраст интрузий определяется как послеюрский на основании прорывания ими верхнеюрской вулканогенной толщи в районе к востоку от Хапчеранги. Месторождение Сохондо локализовано в толще верхнеюрских дацитов.

8. Шерловогорский интрузивный и минеральный комплекс представлен близповерхностными интрузиями кварцевых порфиров и их эруптивными брекчиями в сопровождении оловянной минерализации турмалиновой группы сульфидно-касситеритовой формации. По условиям своего образования этот комплекс довольно близок к предыдущему, однако некоторые довольно существенные особенности минералогического состава и приуроченность к иным структурно-металлогеническим зонам заставляют выделять его как отдельный комплекс. Возрастное положение его недостаточно ясно, но, скорее, всего, он примерно одновозрастен с хапчерангинским комплексом.

9. Нерчинскозаводский интрузивный и минеральный комплекс представлен небольшими трещинными интрузиями андезинофиров, кварцевых порфиров, гранит-порфиров, гранодиорит-порфиров, сиенито-диоритов, кварцевых диоритов, лампрофиров и т. п. в сопровождении серебро-свинец-цинковой и мышьяковой минерализации. Преимущественным распространением он пользуется в пределах Приаргунья и Газимурского синклинория. Возраст комплекса определяется проникновением его в породы верхней, вулканогенной юры (Александрово-Заводская группа, Широкинское месторождение и др.) и полным отсутствием его проявлений в породах нижнего мела.

10. Балейский минеральный комплекс не обнаруживает видимой связи с магматическими породами. Представлен пока единичным Балейским близповерхностным золоторудным месторождением, возраст которого устанавливается на основании залегания золоторудных жил среди нижнемеловых песчаников. В пределах Восточного Забайкалья имеются еще многочисленные проявления халцедоновидного кварца, сходного с балейским, но ни в одном случае не была установлена сколько-нибудь заметная его золотоносность.

11. Серноильдиканский минеральный комплекс не обнаруживает видимой связи с магматическими породами. Включает месторождения киновари, довольно широко распространенные в пределах Юго-Восточного Забайкалья, но обычно имеющие незначительные размеры. По пересечению прожилками с киноварью серебро-свинец-цинковых месторождений устанавливается их более молодой возраст.

12. Итыкинский минеральный комплекс представлен близповерхностными месторождениями антимонита с халцедоновидным кварцем. Проявлен вне видимой связи с магматическими породами. Генетически, повидимому, близок к Балейскому близповерхностному золоторудному месторождению, где встречаются аналогичные образования, но пользуется значительным более широким площадным развитием. Судя по пересечению кварцево-антимонитовыми незолотоносными жилами продуктивных золоторудных жил Балея, можно полагать, что антимонитовые месторождения хотя и близки по возрасту, но несколько моложе близповерхностной золоторудной минерализации. В двух случаях (район Могочи и с. Ново-Ивановского) в кварцево-антимонитовых образованиях отмечено присутствие вольфрамита.

13. Калангуйский минеральный комплекс включает близповерхностные низко- и среднетемпературные месторождения флюорита, довольно широко распространенные в пределах Восточного Забайкалья. Видимая связь с магматическими породами отсутствует. На основании пересечения во многих пунктах флюоритовыми и кварцево-флюоритовыми жилами и прожилками нижнемеловых отложений возраст комплекса устанавливается как послениженемеловой.

В пределах Юго-Восточного Забайкалья известны и более поздние проявления магматической деятельности в виде излияний третичных и четвертичных базальтов и близповерхностных долеритовых даек, но с ними не связана сколько-нибудь существенная минерализация, и потому мы их здесь не рассматриваем.

Наименее ясной в настоящее время представляется, пожалуй, скарновая минерализация Восточного Забайкалья. В скарнах мы встречаем ряд промышленно интересных металлов: вольфрам, молибден, медь, железо, золото. В 1949 г. в Зеренском районе установлены скарнообразные оловоносные залежи, не исключена возможность обнаружения промышленных концентраций бора, бериллия. Таким образом, как будто намечается возможность концентрации в скарнах всех или почти всех характерных для металлогении Восточного Забайкалья элементов. В отношении возраста скарнов и их связи с теми или иными интрузивными комплексами данных пока крайне мало. Некоторые скарновые месторождения (магнетитовые месторождения Железного кряжа, Агинское медное месторождение) с известным основанием рассматриваются как палеозойские. Однако необходимо при этом иметь в виду, что подавляющая часть гранитов аленуевского комплекса также до сего времени рассматривались как палеозойские.

В отношении шеелитоносных скарнов необходимо сделать следующие замечания. Подавляющее большинство из них представляют лишь рудопроявления с ничтожным содержанием шеелита. В Быстринском скарново-шеелитовом месторождении, являющемся единственным промышленно интересным месторождением этого типа, по предположениям А. Д. Щеглова, носящим пока сугубо предварительный характер, мы имеем наложение на несколько более ранние, почти безрудные скарны, связанные с аленуевским комплексом, немного более поздней вольфрамовой минерализации, связанной с кукульбейским комплексом, которая в связи с существенно карбонатной вмещающей средой проявилась в форме шеелита, но не вольфрамита. В пользу этого говорят следующие факты:

1. Подавляющая часть скарновых образований Быстринского месторождения обладает убогим содержанием шеелита.

2. Промышленное содержание шеелита приурочено к четким разломам, приводящим иногда в соприкосновение магнетитовые и чисто силикатные скарны, и прослеживается на очень небольшое расстояние в обе стороны разлома, достигая иногда очень высоких концентраций.

3. Помимо гранодиорит-порфиров, с которыми связано скарнообразование, в Быстринском рудном поле присутствуют мелкие интрузии пегматоидных гранитов, аналогичных тем, с которыми связаны Ушмунское и Березовское кварцево-вольфрамитовые месторождения.

4. В аллювии рч. Быстрой была найдена галька кварцево-вольфрамитовой руды, и по общей геологии участка единственным местом, откуда она может происходить, является рудное поле Быстринского скарново-шеелитового месторождения.

Иногда контактово-метасоматическое происхождение и палеозойский возраст приписываются также Пешковскому шеелитовому месторождению. Мы склонны рассматривать это месторождение не как скарновое, а как жильное (верхнеононский комплекс), метаморфизованное более поздним Борщовочным интрузивом.

Скарнообразные хлорито-актинолитовые оловоносные залежи Зеренского района, как и Быстринское скарново-шеелитовое месторождение, наиболее вероятно связаны генетически с интрузиями Кукульбейского комплекса, проявившимися в условиях карбонатной среды. Есть некоторые основания ожидать скарновых месторождений в контакте интрузий адунчолонского комплекса с палеозойскими карбонатными породами.

Иногда наблюдается скарнообразование в связи с некоторыми мышьяковыми и серебро-свинец-цинковыми месторождениями. При этом в одних случаях мы имеем отчетливое наложение более поздней гидротермальной минерализации на скарны, связанные с внедрением интрузий того же нерчинскозаводского комплекса. В других случаях мы имеем небольшое скарнирование карбонатных пород в связи с отложе-

нием наиболее высокотемпературных мышьяковых руд этого комплекса.

Охарактеризованные выше тринадцать интрузивных и минеральных комплексов распределены в пределах Юго-Восточного Забайкалья довольно закономерно, группируясь в определенные структурно-металлогенические зоны, отвечающие последовательным этапам в развитии структуры и эндогенной минерализации региона. При этом обращает на себя внимание, что однотипные интрузии и месторождения заведомо мезозойские и что те, которым приписывался палеозойский возраст, приурочены к одним и тем же структурно-металлогеническим зонам. Это обстоятельство лишний раз подтверждает, что и те, и другие интрузии и месторождения являются в действительности мезозойскими.

Всего для Юго-Восточного Забайкалья можно наметить четыре основных типа структурно-металлогенических зон:

1. Золото-шеелитовые структурно-металлогенические зоны, характеризующиеся развитием золото-шеелитовых месторождений добатолитового верхнеононского комплекса. Более поздние этапы минерализации в зонах этого типа представлены близповерхностным Балейским золоторудным месторождением и многочисленными, но обычно мелкими кварцево-антимонитовыми месторождениями.

2. Оловянно-вольфрамовые структурно-металлогенические зоны, включающие интрузии борщовочного, адунчолонского и кукульбейского интрузивных комплексов с сопровождающей их оловянной, вольфрамовой, литиевой бериллиевой и другой минерализацией. В одну из структурно-металлогенических зон этого типа в качестве более позднего этапа минерализации входит сульфидно-касситеритовое (турмалиновая группа) Шерловогорское месторождение. Наиболее поздний этап минерализации в пределах зон этого типа представлен многочисленными месторождениями флюорита.

3. Золото-молибденовые структурно-металлогенические зоны включают интрузии шахтаминского интрузивного комплекса и сопровождающее их золотое и молибденовое оруденение. Более поздние этапы минерализации, как и в структурно-металлогенических зонах с золото-шеелитовой минерализацией, представлены близповерхностными антимонитовыми месторождениями.

4. Олово-полиметаллические структурно-металлогенические зоны включают серебро-свинец-цинковое и мышьяковое оруденение Приаргунья и Газимурского синклинория. Во многих месторождениях этого комплекса присутствует примесь касситерита, иногда достаточно существенная (Смирновское месторождение). Собственно сульфидно-касситеритовые месторождения в Приаргунской и Газимурской структурно-металлогенических зонах пока не установлены. Представляется вероятным, что к этому же типу структурно-металлогенических зон, но проявившемуся в условиях не карбонатной, а силикатной среды, относится зона сульфидно-касситеритовых месторождений (хлоритовая группа) юго-восточной части Даурского хребта. Во всяком случае, в месторождении Хапчеранга прослеживается совершенно четкая смена более ранних, собственно оловорудных генераций оруденения более поздними, существенно свинцово-цинковыми лишь с подчиненной примесью олова. Более поздние этапы минерализации как собственно серебро-свинец-цинковых, так и сульфидно-касситеритовых структурно-металлогенических зон представлены обычно небольшими месторождениями киновари.

После этой сжатой характеристики основных структурно-металлогенических особенностей Юго-Восточного Забайкалья в целом и его интрузивных и минеральных комплексов и типов структурно-металлогенических зон перейдем к более подробному рассмотрению конкретных структурно-металлогенических зон по типам в порядке их возрастной последовательности.

ЗОЛОТО-ШЕЕЛИТОВЫЕ СТРУКТУРНО-МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ЗОНЫ

Структурно-металлогенические зоны этого типа совершенно четко приурочены к полосе развития отложений морского триаса, протягивающейся из района ст. Куэнга на запад, вдоль долин рр. Шилки и Ингоды, огибающей с севера Агинскую плиту и через район курорта Дарасун уходящей в верховья Онона, где известна пока единичная находка морской триасовой фауны (триасовый аммонит из гальки рч. Тарбальджей). Одна из зон этого типа проходит несколько в стороне от этой полосы развития морского триаса, но недалеко и параллельно ей. В настоящее время намечаются три структурно-металлогенические зоны этого типа, но возможно, что в результате дальнейших исследований они окажутся соединяющимися друг с другом. Эти зоны могут быть обозначены как Шилкинская, Ундинская и Верхне-Ононская структурно-металлогенические зоны.

Трудность прослеживания структурно-металлогенических зон этого типа состоит в том, что они включают наиболее раннюю мезозойскую минерализацию, связанную к тому же с малыми интрузиями, которые легко могут быть пропущены при картировании. Как наиболее ранние проявления минерализации, они могут быть уничтожены более поздними и более значительными по площади интрузиями борщовочного и шахтаминского интрузивных комплексов. Кроме того, в случае наложения на раннюю золото-шеелитовую минерализацию более поздней золото-молибденовой присутствие первой устанавливается с трудом, так как в большинстве случаев расположение золотоносных структурно-металлогенических зон приходится прослеживать в значительной мере по россыпной золотоносности. Золото-шеелитовая минерализация, за исключением присутствия в шлихах шеелита, который в некотором количестве встречается также и в шахтаминском рудном комплексе, не дает в аллювии четко опознаваемого обломочного материала. В то же время золото-молибденовая минерализация обычно сопровождается значительными массами легко опознаваемых в аллювии кварцево-турмалиновых пород. Поэтому в случае перекрытия золото-шеелитовой структурно-металлогенической зоны более поздней золото-молибденовой наличие золото-шеелитовой минерализации легко может быть пропущено.

Перейдем к прослеживанию и характеристике отдельных структурно-металлогенических зон этого типа.

Шилкинская структурно-металлогеническая зона — наиболее протяженная из зон этого типа — отчетливо устанавливается вдоль долины р. Шилки в районе сел. Усть-Курлыч, где небольшая, но промышленная россыпная золотоносность по мелким притокам Шилки связана пространственно с небольшими штоками кварцевых диоритов и гранодиоритов, прорывающих фаунистически охарактеризованный морской верхний триас. В то же время, в районе Усть-Курлыча, на правобережье Шилки аналогичные гранодиориты прорываются гранитами борщовочного интрузива и дают в них отчетливо опознаваемые ксенолиты (наблюдения группы Ленинградского горного института под руководством Н. А. Авдонцева). Таким образом, возраст золотой минерализации точно устанавливается как послеверхнетриасовый, но доборщовочный.

Небогатая россыпная золотоносность в общем того же типа тянется к западу вдоль долины р. Шилки до слияния Ингоды и Онона и еще дальше к западу вдоль долины р. Ингоды, по северному краю Агинской плиты. Сюда же относятся россыпная золотоносность бассейна р. Пешковой и Пешковское шеелитовое месторождение. Последнее иногда рассматривается как скарновое, что на наш взгляд не вполне правильно. Месторождение залегает вблизи контакта с гранитами Борщовочного интрузива и представлено шеелитоносными кварцево-актинолитовыми

рудными телами среди несколько скарнированных известняков. Хотя небольшое скарнирование известняков в контакте с гранитами борщовочного комплекса отмечается нередко, шеелитоносные скарны в связи с этими гранитами ни в одном случае достоверно не установлены. Присутствие актинолита в жильном кварце нередко рассматривается как признак его высокотемпературности и в данном случае могло бы рассматриваться как аргумент в пользу единства скарнового и гидротермального процессов в Пешковском шеелитовом месторождении. Между тем, по наблюдениям автора, актинолит в гидротермальных кварцевых жилах гораздо чаще является не первичным высокотемпературным минералом, а возникает в процессе контактового метаморфизма более поздними гранитами более ранних гидротермальных образований. Учитывая это обстоятельство, а также неизвестность шеелитоносных скарнов в связи с гранитами борщовочного типа, тяготение Пешковского шеелитового месторождения к участку развития россыпной золотоносности и расположение его в пределах Шилкинской золото-шеелитовой структурно-металлогенической зоны, мы до сбора новых полевых материалов считаем более вероятными жильный тип Пешковского шеелитового месторождения, его доборщовочный возраст и принадлежность к верхнеононскому золото-шеелитовому рудному комплексу. Что касается содержания актинолита в рудных телах и скарнированных вмещающих известняках, то, на наш взгляд, эти явления обусловлены более поздним воздействием на месторождение интрузии борщовочных гранитов.

С приближением к низовьям р. Туры Шилкинская золото-шеелитовая структурно-металлогеническая зона теряется, и ее дальнейшее продолжение в юго-западном направлении представляется неясным. Как раз в этом месте она приближается к более молодой Дарасунской золото-молибденовой структурно-металлогенической зоне, протягивающейся из района золоторудного месторождения Дарасун через бассейн р. Урульги в бассейны рр. Туры и Или. Возможно, что именно эта более молодая золотая минерализация, сопровождаемая значительным развитием кварцево-турмалиновых пород, накладываясь на более раннюю золото-шеелитовую минерализацию, в значительной мере ее маскирует. Выяснение вопроса о продолжении на юго-запад Шилкинской золото-шеелитовой структурно-металлогенической зоны должно составить одну из задач дальнейших полевых исследований.

Ундинская золото-шеелитовая структурно-металлогеническая зона намечается несколько менее отчетливо. Наиболее значительным золото-шеелитовым месторождением в ней является Козаковское, расположенное в контактовой зоне Борщовочного интрузива. Это месторождение иногда рассматривается как палеозойское, к чему нет достаточных оснований. Его более ранний возраст, чем Борщовочного интрузива, делает вполне вероятной его принадлежность к верхнеононскому золото-шеелитовому рудному комплексу, но отнюдь не говорит о его палеозойском возрасте. Связь с малыми интрузиями диоритов и особенности минералогического состава, в том числе широкое развитие арсенопирита, сближают его с месторождениями верховьев р. Онона. Вполне вероятно, что к этому же комплексу относятся кварцевые золотоносные прожилки, обусловившие золотоносность каменских конгломератов в районе Балея и долинную и террасовую россыпи р. Унды. Дальше вниз по Унде золотоносность этого типа четко не прослеживается.

Балейское близповерхностное золоторудное месторождение пространственно совершенно четко приурочено к той же Ундинской структурно-металлогенической зоне, однако по возрасту оно является значительно более молодым. Это дает нам известные основания рассматривать это месторождение как более поздний этап минерализации той же структурно-металлогенической зоны, отвечающий соответственно и более позднему этапу в развитии ее структуры. Действительно, заложение и раз-

витие здесь Ундинской депрессионной структуры, выполненной верхнеюрскими и нижнемеловыми отложениями, с одной стороны, значительно усложнило общую структуру Ундинской золото-шеелитовой структурно-металлогенической зоны, а с другой стороны, способствовало более длительному проявлению здесь всех геологических процессов, т. е. осадконакопления, тектонических движений, магматической деятельности и эндогенной минерализации, которые и сосредоточились в основном именно в этой депрессионной структуре и на ее краях. При этом роль золота является ведущей как в раннем, так и в более позднем этапе минерализации всей структурно-металлогенической зоны.

Еще более поздний этап минерализации этой зоны представлен жилами халцедоновидного кварца с антимонитом, встречающимися как в самом Балейском месторождении, так и вне его в пределах всей Ундинской структурно-металлогенической зоны. Интересно Ново-Ивановское антимонит-вольфрамитовое близповерхностное месторождение, установленное лишь по свалам. Стоит отметить, что как антимонит, так и вольфрам в форме шеелита являются достаточно характерными для наиболее раннего минерального комплекса этого типа структурно-металлогенических зон — для верхнеононского комплекса. Продолжение Ундинской золото-шеелитовой структурно-металлогенической зоны по направлению к северо-востоку и юго-западу проследить пока не удается.

Верхне-Ононская золото-шеелитовая структурно-металлогеническая зона очень отчетливо устанавливается в Верхне-Ононском золотоносном районе. Здесь развиты свиты многочисленных даек гранит-порфиров, фельзит-порфиров и др., сильно измененных гидротермальными процессами. Местами те же породы слагают небольшие штоки, располагающиеся в пределах тех же дайковых свит. К дайкам и штокам приурочены золоторудные кварцевые жилы и прожилки, содержащие самородное золото, пирит, арсенопирит, шеелит, иногда антимонит. Отдельные участки этих дайковых свит известны как месторождения Баян-Зурга, Евграфовское, Хаверга и др. С этой дайковой свитой связаны также многочисленные россыпные месторождения золота, к настоящему времени в значительной мере отработанные.

Дайковая свита простирается в восточно-северо-восточном направлении и на своем северо-восточном конце обрезается Хамаро-Тыринским гранитным интрузивом. Совершенно отчетливо устанавливаются прорывание и метаморфизм пород дайковой свиты хамаротыринскими гранитами, принадлежащими по всем данным к аленуевскому интрузивному комплексу. Обладая близким к гранодиориту составом, эти граниты прорывают и метаморфизуют ту же песчаниково-сланцевую свиту, за счет которой должна быть отнесена находка триасового аммонита в гальке рч. Тарбальджей.

В. М. Сергиевский, производивший в районе геологическую съемку в 1935 г., считал, что золотое оруденение все же моложе гранитов и генетически связано именно с ними. По всем своим особенностям золотая минерализация верхне-Ононского района чрезвычайно близка к золотой минерализации Колымы, связанной с подобными же дайками. Весьма характерно, что и на Колыме после установления несомненных признаков метаморфизма даек гранитными батолитами делались попытки оторвать золотое оруденение от дайковых интрузий и генетически связать его с гранитами. Однако после установления фактов метаморфизма гранитами не только пород даек, но и золоторудных жильных образований от подобных попыток пришлось отказаться.

Для нас совершенно несомненно, что аналогичная картина имеет место и в Верхне-Ононском районе Забайкалья, где пока не удалось собрать материал, доказывающий метаморфизм гранитами самого золотого оруденения.

В юго-западном направлении золотоносность Верхне-Ононского района продолжается довольно далеко и дает новую значительную вспышку в Бальджинском районе, в расстоянии около 130 *км* к юго-западу. Хотя коренная золотоносность здесь почти неизвестна, но совокупность геологических данных говорит в пользу того, что эта золотоносность относится к тому же типу и к той же структурно-металлогенической зоне, что и золотоносность Верхне-Ононского района.

В северо-восточном направлении можно было бы ожидать некоторого поворота этой структурно-металлогенической зоны к северо-востоку, вдоль Халзанского гранитного интрузива и западного края Агинской плиты. Золотоносность Тарбальджея и Мокона как будто подтверждает наличие такого поворота. Однако расположенная здесь очень крупная Верхне-Ононская депрессионная структура с развитием вулканогенных и угленосных верхнемезозойских отложений маскирует возможное продолжение золото-шеелитовой структурно-металлогенической зоны к северо-востоку.

Нельзя не обратить внимание на то, что вся геологическая обстановка Верхне-Ононской депрессионной структуры очень сильно напоминает геологическую обстановку Ундинской депрессионной структуры. Действительно, и здесь, и там мы имеем раннюю золото-шеелитовую структурно-металлогеническую зону, рядом с которой располагается несколько более поздний крупный батолит гранитов борщовочного комплекса (Борщовочный в одном случае, Халзанский — в другом). Рядом с этим батолитом и в пределах самой золото-шеелитовой зоны располагается молодая депрессионная структура, в связи с развитием которой в течение значительной части верхнего мезозоя здесь протекают осадконакопление, тектонические движения, магматическая деятельность и эндогенная минерализация. Так как именно в связи с этими более молодыми геологическими процессами возникло Балейское золоторудное месторождение, есть известные основания ожидать наличия аналогичных месторождений около или в пределах Верхне-Ононской депрессионной структуры. Во всяком случае, если ставить серьезно вопрос о поисках «Второго Балея», а этот вопрос крайне необходимо ставить, то Верхне-Ононская депрессионная структура является наиболее первоочередным участком для осуществления таких поисков. Однако необходимо иметь в виду, что, подобно Тасеевскому участку Балейского месторождения, «Второй Балей» может оказаться целиком расположенным под молодыми отложениями депрессии и его обнаружение в этом случае будет представлять достаточно сложную проблему.

Такова в основных чертах характеристика золото-шеелитовых структурно-металлогенических зон, являющихся наиболее ранними мезозойскими рудоносными структурами Юго-Восточного Забайкалья. В сводном виде им может быть дана следующая геологическая и промышленная характеристика.

1. Золото-шеелитовые структурно-металлогенические зоны Юго-Восточного Забайкалья характеризуются развитием ранних, добатолитовых золото-шеелитовых месторождений нередко с арсенопиритом и антимонитом, а в качестве более поздних этапов минерализации — близповерхностными золоторудными (тип Балея) и антимонитовыми месторождениями.

2. В настоящее время намечаются три структурно-металлогенические зоны этого типа — Шилкинская, Ундинская и Верхне-Ононская, возможно, представляющие отрезки единой зоны, приуроченной к Куэнга-Тарбальджейской полосе развития отложений морского триаса.

3. Наиболее ранняя золото-шеелитовая минерализация связана с малыми интрузиями — дайками и штоками кварцевых диоритов, диорит-порфиритов, гранодиорит-порфиров, гранит-порфиров и др. Более поздние этапы минерализации, близповерхностные золоторудный и антимо-

нитовый, проявляются вне видимой связи с магматическими породами.

4. Насколько можно судить по имеющимся данным, все три рудных комплекса связаны с разрывными структурами. Проследить конкретно разрывные структуры, контролирующие золото-шеелитовую минерализацию, пока не делалось попыток, но уже самый факт связи ее с протяженными свитами даек говорит о том, что она явно контролируется разрывами. Месторождения балейского типа, повидимому, связаны с формированием и развитием молодых депрессионных структур типа Ундинской и Верхне-Ононской.

5. В пределах структурно-металлогенических зон этого типа можно рассчитывать на выявление новых россыпных месторождений золота небольшого и среднего промышленного значения в связи с верхнеононским рудным комплексом и золоторудных месторождений сравнительно небольшого промышленного значения (типа Козаковского и месторождений Любавинского прииска). Для последних наиболее перспективным является Бальджинский район.

6. Шеелитовая, мышьяковая и сурьмяная минерализация верхнеононского рудного комплекса вряд ли имеет промышленное значение.

7. Можно ожидать выявления новых крупных и весьма крупных золоторудных месторождений балейского типа в связи с молодыми депрессионными структурами. Их поискам необходимо уделить усиленное внимание. Наиболее перспективными в этом отношении на сегодняшний день представляются Ундинская и Верхне-Ононская депрессионные структуры.

8. Наиболее поздняя близповерхностная антимонитовая минерализация вряд ли может иметь очень крупное промышленное значение. Промышленное значение вольфрамовой минерализации в антимонитовых месторождениях пока остается совершенно неясным.

9. В части пространственного прослеживания структурно-металлогенических зон этого типа наибольший интерес представляет вопрос о возможном соединении Шилкинской и Верхне-Ононской структурно-металлогенических зон вдоль западного края Агинской плиты. Меньший интерес представляет продолжение Шилкинской и Ундинской зон в северо-восточном направлении.

10. В части расшифровки внутренней структуры самих зон наибольшее значение имеет выявление, прослеживание и картирование тех конкретных разрывных нарушений, которые контролируют распределение месторождений верхнеононского и балейского золоторудных комплексов и изучение структуры самих рудных полей.

ОЛОВЯННО-ВОЛЬФРАМОВЫЕ СТРУКТУРНО-МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ЗОНЫ

Если структурно-металлогенические зоны предыдущего типа сравнительно немногочисленны и не играют очень большой роли в определении общего структурно-металлогенического рисунка Восточного Забайкалья, то оловянно-вольфрамовые структурно-металлогенические зоны являются в пределах региона наиболее многочисленными, наиболее важными по своему значению и именно они определяют весь архитектурный план пространственного распределения эндогенной минерализации в регионе. Они являются теми осевыми структурами, вокруг которых совершенно закономерно развиваются более молодые структурно-металлогенические зоны, несущие минерализацию иного типа.

В настоящее время представляется возможным наметить в первом приближении десять следующих структурно-металлогенических зон этого типа: 1) Борщовочную, 2) Букукинскую, 3) Шерловогорскую, 4) Цаган-Олуевскую, 5) Кличкинскую, 6) Абагайтуевскую, 7) Халзан-

скую, 8) Завитинскую, 9) Северо-Даурскую, 10) Южно-Даурскую. Вполне вероятно, что в ходе дальнейшего металлогенического изучения Юго-Восточного Забайкалья удастся уточнить как количество, так и пространственное расположение и взаимоотношения структурно-металлогенических зон этого типа.

Прежде чем переходить к характеристике конкретных структурно-металлогенических зон, напомним, что в расположении интрузий и минерализации аленуевского комплекса, в связи с тем что он был выделен в качестве самостоятельного комплекса только летом 1950 г., пока не удалось подметить какой-либо строго выдержанной закономерности. В ряде случаев интрузии аленуевского комплекса, особенно небольшого размера, совершенно четко приурочены к оловянно-вольфрамовым структурно-металлогеническим зонам и иногда даже образуют единые сложные интрузии совместно с породами борщовочного, адунчолонского или кукульбейского комплексов. В других случаях интрузии аленуевского комплекса располагаются в стороне от оловянно-вольфрамовых структурно-металлогенических зон, совпадая либо с золото-молибденовыми, либо с олово-полиметаллическими зонами. Отдельным оловянно-вольфрамовым структурно-металлогеническим зонам может быть дана следующая характеристика.

1. Борщовочная структурно-металлогеническая зона на изученном ее участке представлена крупным Борщовочным гранитным интрузивом, протягивающимся от низовьев р. Онона на юго-западе почти до г. Сретенска на северо-востоке, на протяжении около 130 км. Борщовочный интрузив является наилучше изученным интрузивом этого типа в пределах Юго-Восточного Забайкалья. На основании работ, проведенных ВСЕГЕИ, Восточно-Сибирской экспедицией, Институтом геологических наук АН СССР и Ленинградским горным институтом, строение интрузива представляется в следующем виде.

Вдоль юго-восточного контакта интрузива во многих местах чрезвычайно четко прослеживается протяженная зона чешуйчатых надвигов, полого падающих к юго-востоку (под углами порядка 25—30°). Вмещающие породы, в основном осадочные, метаморфические и интрузивные породы палеозоя, вдоль этих надвигов сильно катаклазированы и милонитизированы вплоть до превращения в тонкополосчатые ультрамилониты. Совершенно естественно, что вещественный состав катаклазитов и милонитов в различных участках контакта различен в зависимости от литологического состава вмещающих пород. Эта зона чешуйчатых надвигов, повидимому, служила основной направляющей структурой при внедрении борщовочного гранита, который пространственно и генетически теснейшим образом с нею связан.

В некотором удалении от контакта милониты и ультрамилониты реже подвергаются некоторому ороговикованию, чаще наблюдается собирательная перекристаллизация милонитов с возникновением аплитоподобных и гранитоподобных пород. В большей близости к гранитам милониты и ультрамилониты подвергаются весьма интенсивной мигматизации и гранитизации с широким развитием процессов калиевого метасоматоза. В результате возникают инъекционные гнейсы и гранитогнейсы, столь характерные для всего юго-восточного контакта интрузива. Эти породы, как это с неоспоримостью устанавливается и полевыми наблюдениями и наблюдениями под микроскопом, в свою очередь подвергаются катаклазу, вновь сменяемому процессами гранитизации. Таким образом, процессы катаклаза и милонитизации, с одной стороны, и процессы мигматизации и гранитизации, с другой стороны, развивались на определенном отрезке времени одновременно и параллельно. Тем самым устанавливается непосредственная генетическая связь между формированием зоны чешуйчатых надвигов и интрузией борщовочного

гранита, а не только использование борщовочным гранитом этой надвиговой зоны как некоторой благоприятной структуры.

Между контактовыми гранито-гнейсами и гранитами самого интрузива устанавливаются постепенные переходы, причем граниты нередко и на значительном удалении от контакта сохраняют следы гнейсовидной текстуры. Сами граниты представлены кислыми калиевыми разностями — лейкократовыми, аляскитовыми, аплитовидными, биотитовыми гранитами, то равномернозернистыми, то порфировидными. Весьма характерны рассеянные в массе гранита небольшие пегматоидные обособления — то линзообразные, то гнездообразные, то прожилкообразные. В срединных частях интрузива нередко наблюдаются то более обширные, то незначительные по размерам участки с более четко сохранившейся гнейсовидной текстурой, а иногда и типичные ксенолиты гранито-гнейсов. Около последних нередко концентрируются в повышенном количестве пегматоидные обособления.

По наблюдениям сотрудников ВСЕГЕИ и Восточно-Сибирской экспедиции, между всеми разностями гранитов устанавливаются более или менее постепенные переходы. По наблюдениям группы Ленинградского горного института, охватившей исследованиями значительно бо́льшую площадь, в пределах Борщовочного интрузива отчетливо намечаются три интрузивные фазы с интрузивными контактами между ними и с различной внутренней структурой. Встречаются дайки пегматитов, как единичные, так и целые их группы, секущие борщовочные граниты и их пегматоидные обособления. С этими дайками связана минерализация бериллом, касситеритом и др. (месторождения Золотая Гора, Луковая Гора, Лукинское и др.).

В северо-восточном направлении Борщовочная структурно-металлогеническая зона обрывается у Сретенского гранитного интрузива, который до сего времени рассматривался как принадлежащий годойскому (шахтаминскому) интрузивному комплексу. Однако наблюдавшиеся Н. А. Авдонцевым дайки борщовочных гранитов в сретенских и большое сходство сретенских и аленуевских гранитов говорят больше в пользу принадлежности Сретенского интрузива к тому же аленуевскому интрузивному комплексу. Северо-восточнее Сретенского интрузива продолжение Борщовочной зоны четко не прослежено. Автор летом 1949 г. установил граниты, подобные борщовочным, на левобережье Шилки к северо-востоку от г. Сретенска, однако нет уверенности в том, что это северо-восточное продолжение Борщовочной зоны.

В юго-западном направлении Борщовочный интрузив, как показали исследования Восточно-Сибирской экспедиции Института геологических наук АН СССР (группа В. С. Коптева-Дворникова), заканчивается еще на правобережье р. Онона, сменяясь метаморфической толщей. В этом отношении существующие геологические карты масштабов 1 : 500 000 и 1 : 1 000 000 являются неправильными, так как они показывают непрерывное продолжение Борщовочного интрузива далеко на левобережье Онона. Повидимому, не подлежит сомнению, что здесь имеется какой-то крупный интрузив, однако это не Борщовочный интрузив. Выяснение его состава и возраста представляется достаточно интересным, так как расположение его в той же Борщовочной структурно-металлогенической зоне позволяет надеяться на связь с ним бериллиевой или оловянно-вольфрамовой минерализации.

Своей юго-западной частью этот интрузив располагается уже в пределах Агинской плиты. Еще дальше к юго-западу от него протягивается цепь мелких гранитных штоков, с которыми также может быть связана пегматитовая или оловянно-вольфрамовая минерализация. Дальнейшее продолжение направления Борщовочной структурно-металлогенической зоны уходит в сторону Спокойненского вольфрамового месторождения и дальше на Саханайский (Дульдургинский) и Халзан-

ский интрузивы. Возможно, что это непосредственное продолжение Борщовочной структурно-металлогенической зоны, но из осторожности мы пока участок от Спокойненского месторождения до Халзанского интрузива выделяем как Халзанскую структурно-металлогеническую зону.

2. Букукинская структурно-металлогеническая зона четко прослеживается в участке от оловорудного месторождения Оловянное через ряд гранитных интрузий по правобережью Онона в район Букуки и Белухи. Местами здесь очень хорошо выражены зоны чешуйчатых надвигов. Далее к северо-востоку эта зона пока не прослежена, но, повидимому, она соединяется со следующей, Шерловогорской структурно-металлогенической зоной, хотя с уверенностью говорить об этом соединении пока нельзя. В юго-западном направлении продолжение Букукинской структурно-металлогенической зоны недостаточно ясно. Наиболее вероятно, что, испытав на границе Агинской плиты небольшой изгиб к югу, эта зона через цепь мелких гранитных интрузий уходит в направлении Дурулгуевского вольфрамоносного гранитного интрузива. Интересно отметить, что к северо-востоку от Дурулгуевского интрузива, в направлении расположенного от него примерно в 50 *км* небольшого гранитного штока того же характера, прослеживается зона чешуйчатых надвигов, столь характерных для структурно-металлогенических зон этого типа в Восточном Забайкалье.

3. Шерловогорская структурно-металлогеническая зона начинается на своем юго-западном конце известным гранитным интрузивом Адун-Чолон с широким развитием пегматитов с топазом, бериллом и др. Дальше к юго-западу, на протяжении 70 *км* до монгольской границы, на геологических картах не отмечается ни одного гранитного интрузива. Однако прекращение здесь Шерловогорской структурно-металлогенической зоны мало вероятно. Скорее всего, здесь имеются мелкие гранитные штоки, которые или были пропущены при картировании в связи с плохой обнаженностью, или перекрыты широко развитыми здесь меловыми отложениями.

В направлении к северо-востоку Шерловогорская структурно-металлогеническая зона прослеживается очень четко. К ней принадлежит Шерловогорский гранитный шток с развитием топазовых и берилловых грейзенов, местами с вольфрамитовой минерализацией, и расположенное рядом сульфидно-касситеритовое (турмалиновая группа) месторождение сопки Большой. Дальше к северо-востоку в той же зоне расположен ряд гранитных интрузивов с сопровождающими их оловянными и вольфрамовыми месторождениями Соктуй, Антонова Гора, Олданда, Этыка и др. Необходимо отметить, что эти гранитные интрузии прорывают охарактеризованную фауной толщу морской юры.

Еще дальше к северо-востоку отложения юры прекращаются, и мы имеем здесь громадное поле нерасчлененных гранитов, протягивающихся на многие десятки и даже сотни километров к северо-востоку. На геологических картах эти граниты показываются как преимущественно палеозойские. Однако проведенная летом 1950 г. ревизия их возраста этих данных не подтвердила. Непосредственно к северо-востоку от Этыки, по рч. Атопче, правому притоку Талангуя, вдоль шоссейной дороги, выходит крупный интрузив порфировидных гранитов аленуевского комплекса, имеющий отчетливые интрузивные контакты с морской юрой как с северо-западной, так и с юго-восточной стороны. Еще дальше к северо-востоку, в бассейне р. Аленгуя, левого притока Унды, очень широким распространением пользуются лейкократовые и гнейсовидные граниты Борщовочного комплекса. С. П. Коноплев приписывал им протерозойский возраст, но, как уже упоминалось, летом 1950 г. в районе дер. Н. Гирюнино (вероятно, на продолжении Букукинской зоны) установлены метаморфизм базальных конгломератов морской юры и постепенный переход их через конгломерато-гнейсы в типичные гнейсы борщовочного комплекса.

Летом 1950 г. в районе устья р. Аленгуя и непосредственно ниже его по р. Унде был установлен интрузив лейкократовых гранитов борщовочного (или адунчолонского) комплекса с чрезвычайно широким развитием, вернее с большой насыщенностью пегматитовыми дайками. Некоторые из них имеют крупноблоковую структуру и содержат кристаллы турмалина до 50 *см* длиной и до 10 *см* в поперечнике. Вполне вероятно нахождение в этом крупном пегматитовом поле также даек бериллоносных пегматитов, для поисков которых этот участок, безусловно, является одним из первоочередных.

Тот же интрузив гранитов борщовочного комплекса пересекает р. Унду ниже пос. Кавыкучи-Ундинские и уходит на левобережье р. Туров, сопровождаясь вдоль своего северо-западного контакта мощной зоной гнейсов. Подвергаются ли при этом разгнейсованию выходящие недалеко к северо-западу породы морской юры (считавшиеся ранее нижним триасом), пока не установлено. Наконец, в среднем течении р. Газимура, между Газимурским Заводом и Култуминским поселком, тоже имеются типичные граниты борщовочного комплекса, прорывающие катаклазированные палеозойские диориты и сопровождаемые гидротермальной вольфрамовой минерализацией. Вполне вероятно развитие аналогичных гранитов и еще дальше к северо-востоку. Вся эта часть Шерловогорской структурно-металлогенической зоны от Этыки до Култуминского поселка, на протяжении около 150 *км*, чрезвычайно слабо охвачена поисковыми работами, но в то же время она представляется достаточно перспективной для поисков бериллоносных пегматитов и, может быть, гидротермальной оловянно-вольфрамовой минерализации.

При общей характеристике структурно-металлогенических зон Восточного Забайкалья уже отмечалось, что к оловянно-вольфрамовым структурно-металлогеническим зонам приурочены также более молодые флюоритовые месторождения. Непосредственно в Букукинской и Шерловогорской структурно-металлогенических зонах флюоритовых месторождений пока не известно. Однако, пожалуй наиболее крупная в Восточном Забайкалье, Калангуйская группа флюоритовых месторождений расположена в открытом к юго-западу углу между этими структурно-металлогеническими зонами, вблизи их сочленения. Необходимо считаться также с возможностью нахождения флюоритовых месторождений и в северо-восточной части Шерловогорской зоны.

4. Цаган-Олуевская (Кутомарская) структурно-металлогеническая зона располагается непосредственно юго-восточнее Шерловогорской. Она начинается около монгольской границы довольно крупным гранитоидным интрузивом, который своей юго-западной частью уходит в пределы Монголии. Вольфрамовой минерализации в этом интрузиве пока не отмечено, и, судя по их составу, близкому к гранодиоритам, эти гранитоиды относятся к аленуевскому интрузивному комплексу.

К северо-востоку от этого интрузива расположен небольшой Харанорский гранитный шток с гидротермальной вольфрамитовой минерализацией, за которым эта зона на протяжении около 30 *км* перекрыта более молодыми, меловыми и третичными отложениями. К северо-востоку от них, на том же направлении, среди юрских отложений выходит небольшой гранитный интрузив, сложенный лейкократовыми гранитами и гранито-гнейсами, идентичными с борщовочными. В северо-восточном конце этого интрузива и во всем промежутке, отделяющем его от сходного с ним Цаган-Олуевского интрузива, исключительно широким развитием пользуются пегматитовые дайки. Среди них Рудневым отмечены дайки с кристаллами берилла. Однако произведенный летом 1950 г. тщательный осмотр нескольких десятков таких даек (при их исключительно хорошей обнаженности) не дал находок берилла. Письменная структура всех этих даек и отсутствие в них каких-либо иных минералов, кроме кварца, полевого шпата и небольшого количества слюды, делают их

мало перспективными на обнаружение промышленных концентраций берилла.

Расположенный северо-восточнее крупный Цаган-Олуевский интрузив, протягивающийся на расстояние 50 *км*, по своей петрологии, связи с зонами чешуйчатых надвигов, наличию приконтактовой зоны гранито-гнейсов, петрографической характеристике слагающих его гранитов, комплексу характерных акцессорных минералов, — является очень близким аналогом Борщовочного интрузива. Местами в его пределах развиты поля пегматитовых даек. Непосредственно вблизи его северо-восточного окончания располагается небольшой гранитный шток с исключительно широким развитием внутри него и в его контактовой зоне пегматитовых даек как с письменной, так и с пегматоидной структурой. С. С. Смирнов в некоторых из этих даек отметил кристаллы берилла.

Четко выраженной зоной чешуйчатых надвигов Цаган-Олуевский интрузив соединяется с расположенным к северо-востоку от него крупным Кутомарским интрузивом, крайней юго-западной части которого до сего времени приписывался мезозойский возраст. Дальше же на протяжении 100 *км* слагающие интрузив гранитоидные породы считались палеозойскими. Как уже отмечалось, летом 1950 г. удалось установить мезозойский возраст главной массы гранитов, слагающих Кутомарский интрузив. Интрузив приурочен к крупному антиклинорию, так же как и его аналоги — Борщовочный и Цаган-Олуевский интрузивы. В периферической части интрузива выходят преимущественно порфировидные роговообманково-биотитовые граниты и гранодиориты аленуевского интрузивного комплекса, которые местами (Пуринский шток) прорывают и метаморфизуют акатуевскую свиту юры, но не оказывают контактового воздействия на бохтинскую свиту. Вся центральная часть интрузива сложена биотитовыми и лейкократовыми гранитами борщовочного комплекса, часто дающими переходы в гранито-гнейсы и гнейсы. Граниты и гранодиориты Аленуевского комплекса прорываются и метаморфизуются этими лейкократовыми гранитами центральных частей интрузива и вблизи контакта с ними нередко сильно разгнейсованы или милонитизированы. Комплекс акцессорных минералов в гранитах центральной части интрузива идентичен с акцессорами цаганолуевских гранитов. Благодаря приуроченности Кутомарского интрузива к крупному антиклинорию, вдоль его периферии местами выходят небольшими участками метаморфизованные палеозойские отложения или прорывающие их палеозойские же граниты. Как в крайней юго-западной части Кутомарского интрузива, в районе Пури, так и на крайнем северо-востоке, в районе Солонечного, в Кутомарских гранитах располагаются значительно более молодые флюоритовые месторождения; из них Солонечное месторождение является одним из наиболее крупных в пределах Восточного Забайкалья.

В районе верховьев Урюмкана Кутомарский интрузив испытывает некоторый изгиб к северо-западу (возможно, что этот изгиб лишь кажущийся, обусловленный перекрытием восточного края интрузива более молодыми меловыми отложениями и базальтами) и дальше вновь продолжается в северо-восточном направлении по правобережью Урюмкана. Здесь ему одними авторами приписывается мезозойский, другими — палеозойский возраст, но это те же очень типично выраженные кутомарские граниты с широким развитием гнейсо-гранитов, инъекционных гнейсов и т. д. (на геологических картах этим контактовым образованиям нередко приписывается архейский возраст). В районе пос. Зерен Кутомарский интрузив заканчивается и сменяется отдельными гранитными штоками, с которыми связана гидротермальная оловянная минерализация. До последнего времени здесь были известны лишь россыпные месторождения касситерита, но летом 1949 г. были выявлены и коренные месторождения, представленные в связи с карбонатными вмещаю-

щими породами скарнообразными хлорито-актинолитовыми жилами и залежами. На основании развития здесь оловянной минерализации этим гранитным штокам приписывается мезозойский возраст. В то же время, совершенно несомненно, что все перечисленные гранитные интрузивы принадлежат к единой структурно-металлогенической зоне, протягивающейся на расстояние свыше 300 *км* от монгольской границы до Зеренского района и характеризующейся достаточно выдержанной минерализацией, закономерно изменяющейся в зависимости от изменений в характере и глубине эрозионного среза гранитных интрузий.

5. Кличкинская структурно-металлогеническая зона располагается почти параллельно юго-западной части Цаган-Олуевской зоны. В своей северо-восточной части эта зона включает крупный Кличкинский интрузив, петрологически очень сходный с Кутомарским. В его юго-западной части также имеются месторождения флюорита. Кличкинские граниты тянутся еще на протяжении свыше 40 *км* к юго-западу от Кличек, причем в одних участках им приписывается палеозойский, в других—мезозойский возраст. Отдельные гранитные штоки протягиваются дальше до самой монгольской границы. С этими штоками не связано какое-либо оруденение. В районе оз. Жилино в той же структурно-металлогенической зоне располагается небольшой шток гранитоидов, близких к гранодиоритам, местами с порфировидной структурой, принадлежащих, повидимому, к аленуевскому интрузивному комплексу. У северного контакта этого штока имеются гранатовые скарны. Интересно отметить широкое развитие чешуйчатых надвигов в зоне расположения многих из числа этих штоков. В целом минерализация этой структурно-металлогенической зоны изучена очень слабо, и здесь можно ожидать новых находок—либо бериллоносных пегматитов, либо гидротермальной оловянно-вольфрамовой минерализации. По направлению к северо-востоку от Кличкинского интрузива эта структурно-металлогеническая зона не прослеживается.

6. Абагайтуевская структурно-металлогеническая зона расположена юго-восточнее Кличкинской и включает ряд крупных и мелких гранитных интрузивов, протягивающихся от сел. Зоргол на Аргуни до ст. Отпор. Эта структурно-металлогеническая зона очень плохо изучена геологически и слабо охвачена поисковыми работами. До последнего времени в ней была известна лишь Абагайтуевская группа флюоритовых месторождений в ее юго-западной части. Лишь в 1949 г. в северо-восточной части этой зоны, к югу от нижнего течения р. Урулюнгуй, была установлена бериллоносность давно известных здесь пегматитовых полей. Надлежаще поставленные поисковые работы могут дать в пределах этой зоны еще ряд интересных находок.

7. Халзанская структурно-металлогеническая зона, как уже отмечалось, возможно, представляет непосредственное продолжение Борщовочной зоны, но из осторожности рассматривается нами пока отдельно. Она протягивается в пределах Агинской плиты от Спокойненского вольфрамового месторождения к юго-западу через ряд очень мелких гранитных штоков, относительно более крупный Саханайский (Дульдургинский) интрузив к Халзанскому интрузиву, который своей крайней юго-западной частью уже уходит в пределы Монголии. С Саханайским интрузивом связаны вольфрамовые и флюоритовые месторождения. Халзанский интрузив является аналогом Борщовочного, Цаган-Олуевского, Кутомарского и в своей северо-восточной части содержит дайки пегматитов, минерализованных бериллом и тантало-ниобатами. По предположениям Г. Л. Падалка, эта структурно-металлогеническая зона уходит от Саханайского интрузива не к Халзанскому интрузиву, а в пределы Даурского хребта, где соединяется с Южно-Даурской структурно-металлогенической зоной. Халзанский же интрузив Г. Л. Падалка склонен причислять к юго-западному продолжению Букукинской зоны.

Мелкие гранитные штоки Халзанской структурно-металлогенической зоны слабо обследованы, далеко не все выявлены и могут дать много интересных находок бериллоносных пегматитов или гидротермальных оловянно-вольфрамовых месторождений.

8. Завитинская структурно-металлогеническая зона располагается по северному краю Агинской плиты. Она протягивается из района Завитой с ее известными пегматитами со сподуменом и бериллом вдоль хорошо выраженной зоны чешуйчатых надвигов (видной даже на карте 1 : 1 000 000) в район разъезда Седлового, где известны оловянные и флюоритовые месторождения. К западу от сел. Аргалей эта зона не прослеживается; возможно, что она здесь и заканчивается.

9. Северо-Даурская структурно-металлогеническая зона четко прослеживается вдоль северной части Даурского хребта на протяжении около 250 *км* от монгольской границы до р. Ингоды. Дальше в юго-западном направлении она уходит в пределы Кентейского хребта в Монголии, где может быть прослежена, по материалам М. А. Усова, почти до г. Улан-Батора. В пределах Даурского хребта она устанавливается по развитию характерных лейкократовых синтектонических гранитов с широким развитием явлений мигматизации и гранитизации, которые хорошо устанавливаются на основании петрографических описаний Стальнова, Налетова и Бессолицина, Деньгина. В бассейне Мензи в пределах этой зоны очень широким развитием пользуются пегматиты, в которых вполне вероятно нахождение берилла. В этой же зоне располагаются оловорудные месторождения Шумиловское, Молодежное, Эсутай и др. К востоку от Ингоды эта зона четко не прослеживается за недостаточностью геологических данных, но есть основания полагать, что она тянется вдоль правобережья Ингоды на расстояние еще около 200 *км*, в район г. Читы, где развиты аналогичные же синтектонические граниты. По левобережью Ингоды в районе Читы известна берилловая и флюоритовая минерализация.

10. Юго-Даурская структурно-металлогеническая зона хорошо прослеживается от монгольской границы в районе левобережья р. Ашинги (где известна оловянная минерализация) через мелкие оловянные рудопроявления по правобережью верхнего Чикоя, Ингодинскую группу оловянных месторождений до Былыринского месторождения — всего на расстояние около 200 *км*. Однако на этом протяжении она обследована крайне недостаточно. Дальше к востоку, вплоть до западного края Агинской плиты, идет район, крайне слабо изученный геологически, и эта структурно-металлогеническая зона не может быть здесь прослежена. По предположениям Г. Л. Падалка, она протягивается дальше в том же направлении на 150 *км* и в районе Саханайского интрузива соединяется с Борщовочной зоной.

Такова крайне сжатая характеристика основных оловянно-вольфрамовых структурно-металлогенических зон Юго-Восточного Забайкалья. Как уже отмечалось, не исключена возможность того, что в области Шилка-Аргунского междуречья и в Даурском хребте гранитные интрузии и сопровождающая их минерализация не вполне одновозрастны. Тем не менее они настолько сходны между собой, что без самых тщательных исследований, а может быть, и без систематического определения абсолютного геологического возраста они не могут быть расчленены между собой. Для оловянно-вольфрамовых структурно-металлогенических зон области Шилка-Аргунского междуречья, где геологический возраст интрузивных и рудных комплексов является более обоснованным геологическими данными, может быть дана следующая схема эволюции магматизма и минерализации (от древних к молодым):

А. *Среднекиммерийская фаза складчатости* (средняя юра).

1. Аленуевский интрузивный и рудный комплекс. Крупные батолиты порфировидных роговообманково-биотитовых грани-

тов и в меньшей степени гранодиоритов, связанные со складчатостью. Скарны с убогой магнетитовой, шеелитовой, молибденитовой и борной минерализацией.

2. Борщовочный интрузивный комплекс. Крупные батолиты гранитов — лейкократовых, аляскитовых, биотитовых, гранито-гнейсов и др. Связаны с развитием пологих надвигов. Сопровождаются интенсивными процессами мигматизации и гранитизации вмещающих пород.

3. Адунчолонский интрузивный и минеральный комплекс. Сравнительно небольшие интрузивные тела кислых гранитов с широким развитием грейзенов и пегматитов, несущих топаз, берилл, литиевые минералы, иногда касситерит, колумбит, танталит и др.

4. Кукульбейский интрузивный и рудный комплекс. Небольшие интрузивные тела кислых и средних гранитоидов (гранодиориты, граниты, лейкократовые граниты, аляскиты, аплиты), сопровождаемые кварцево-касситеритовой и кварцево-вольфрамитовой минерализацией.

Б. *Позднекиммерийская фаза складчатости* (между верхней юрой и нижним мелом).

5. Шерловогорский экструзивный и рудный комплекс. Кварцевые порфиры и их эруптивные брекчии в сопровождении оловянных месторождений турмалиновой группы сульфидно-касситеритовой формации.

В. *Австрийская фаза складчатости* (между нижним и верхним мелом).

6. Калангуйский минеральный комплекс. Близповерхностные флюоритовые месторождения вне видимой связи с магматическими породами.

В отношении распределения интрузивных тел и минеральных месторождений различных комплексов по протяжению структурно-металлогенических зон мы можем установить в настоящее время лишь некоторые приближенные и, притом, чисто эмпирические закономерности. Обращает на себя внимание, что в пределах Агинской плиты мы имеем преимущественно небольшие гранитные интрузивы Кукульбейского и частично адунчолонского комплекса в сопровождении гидротермального оловянного и вольфрамового оруденения и пегматитовой минерализации. Лишь вблизи самой периферии Агинской плиты появляются в заметном количестве интрузивы и месторождения других комплексов — борщовочного (Халзанский интрузив), Адунчолонского (Адун-Чолон, Завитая, Саханай, северная часть Халзанского интрузива), Шерловогорского (Шерловая Гора), Калангуйского (Седловская группа, Саханайский интрузив). Таким образом, по периферии Агинской плиты проявления интрузивной деятельности и минерализации в структурно-металлогенических зонах этого типа были более длительны и разнообразны, нежели в ее серединных частях. Это говорит о том, что область сочленения Агинской плиты с другими прилегающими к ней структурными элементами Восточного Забайкалья являлась одной из наиболее подвижных частей региона.

Весьма интересны изменения характера интрузий и минерализации с удалением от Агинской плиты к северо-востоку. В небольшом удалении от Агинской плиты мы имеем преимущественно гидротермальную вольфрамовую, *в меньшей степени оловянную минерализацию и топазо-берилловую* минерализацию грейзенов и пегматитов. Здесь же развиты флюоритовые месторождения (Калангуй, Цаган-Олуй, Абагайтуй). Дальше к северо-востоку в структурно-металлогенических зонах Борщовочной, Букукинской-Шерловогорской и Цаган-Олуевской начинаются крупные *интрузивные тела борщовочного интрузивного комплекса с широким* развитием гранито-гнейсов и мигматитов, но практически почти лишенные вольфрамовой, оловянной и в меньшей степени — бериллиевой и флюо-

ритовой минерализации. Весьма интересно отметить, что еще значительно дальше к северо-востоку, где размеры интрузивных тел вновь становятся более скромными, появляется гидротермальное вольфрамитовое оруденение (среднее течение Газимура) или оловянное (Зеренский район). В районе резкого изгиба Кутомарского батолита располагается Солонечное флюоритовое месторождение.

Таким образом, если рассматривать эти изменения в характере интрузий и минерализации как результат различной глубины эрозионного среза, мы должны во всех трех зонах — Борщовочной, Букукинской-Шерловогорской и Цаган-Олуевской — рисовать крупное вздымание осей в районе интрузивов Борщовочного и Кутомарского и погружение их в обе стороны — как к юго-западу, так и к северо-востоку. Интересно, что во всех трех зонах это вздымание происходит примерно в одном и том же месте, но для крайних структурно-металлогенических зон — Борщовочной и Цаган-Олуевской — оно является более значительным, для средней Букукинской-Шерловогорской — менее значительным.

Если же считать, что разница в характере интрузий и минерализации обусловлена не столько глубиной эрозионного среза, сколько некоторыми возрастными различиями между борщовочным, адунчолонским и кукульбейским комплексами, необходимо допускать, что формирование этих структурно-металлогенических зон началось в районе расположения Борщовочного и Кутомарского интрузивов и отсюда постепенно распространялось в обе стороны — к северо-востоку и к юго-западу. Картина, наблюдаемая в Кличкинской и Абагайтуевской структурно-металлогенических зонах, повидимому, несколько отличается, но в связи с их слабой геологической изученностью говорить об этом с уверенностью нельзя.

Точно так же трудно говорить о закономерностях изменений в характере интрузий и минерализации в Северо-Даурской и Южно-Даурской структурно-металлогенических зонах. Для Северо-Даурской зоны как будто намечаются преобладание гранитов борщовочного типа и широкое развитие пегматитов в бассейне р. Мензи при отсутствии гидротермальной оловянной минерализации и, наоборот, исчезновение пегматитов и появление гидротермальных оловянных месторождений несколько восточнее (Шумиловское, Молодежное, Эсутай).

Некоторые закономерности в распределении минерализации в оловянно-вольфрамовых структурно-металлогенических зонах будут еще отмечены ниже на основе сопоставления этих зон с другими типами структурно-металлогенических зон Юго-Восточного Забайкалья.

ЗОЛОТО-МОЛИБДЕНОВЫЕ СТРУКТУРНО-МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ЗОНЫ

Структурно-металлогенические зоны этого типа являются несколько более молодыми, чем оловянно-вольфрамовые. Вернее, их формирование началось несколько позднее, так как и в тех, и в других зонах развитие структуры, магматизма и эндогенной минерализации было многоэтапным и растянулось на довольно продолжительный промежуток времени. Возрастные взаимоотношения между золото-молибденовой и оловянно-вольфрамовой минерализацией определяются тем, что интрузивы оловянно-вольфрамовых структурно-металлогенических зон трансгрессивно перекрываются бохтинской и верхнегазимурской свитами алгачинской юры, интрузии же шахтаминского комплекса, несущие золото-молибденовую минерализацию, прорывают и метаморфизуют эти толщи. Косвенным указанием на более молодой возраст золото-молибденовой минерализации является то, что эта минерализация и те интрузии, с которыми она связана генетически, располагаются на крыльях антиклинориев, к которым приурочены оловянно-вольфрамовые структурно-металлогенические зоны.

В настоящее время более или менее уверенно могут быть намечены следующие десять золото-молибденовых структурно-металлогенических зон: 1) Чашино-Ильдиканская, 2) Быстринская, 3) Шахтаминская, 4) Тургинская, 5) Шундуинская, 6) Могочинская, 7) Ключевская, 8) Дарасунская, 9) Чикойская, 10) Гутайская.

1. Чашино-Ильдиканская структурно-металлогеническая зона включает ряд россыпных месторождений золота в Приаргунье. Наиболее значительные из них располагаются по Чашинскому и Серному Ильдиканам. Отсюда россыпная золотоносность протягивается к северо-востоку через Зерентуй в бассейн Урова и к юго-западу, в район Явленского. Дальше к юго-западу золотоносность не прослежена, и не исключена возможность, что Чашино-Ильдиканская структурно-металлогеническая зона в районе Доно резко поворачивает к северо-западу и через грабен, рассекающий Кутомарский батолит, соединяется с Быстринской зоной на северо-западном крыле батолита.

2. Быстринская структурно-металлогеническая зона включает группу россыпных месторождений золота так называемого Аркиинского гольца на водоразделе Урова, Урюмкана и Газимура. К северо-востоку отсюда, в бассейн Урюмкана пока прослежена лишь знаковая золотоносность, но вполне вероятно, что могут быть встречены и промышленные золотоносные россыпи, выявлению которых до сего времени могли мешать мощные четвертичные отложения в бассейне Урюмкана. К юго-западу от Аркиинского гольца россыпная золотоносность прослеживается через Яковлевскую, Быстринскую и Боровскую россыпи вплоть до долины р. Газимура в районе Красноярова. Здесь Быстринская структурно-металлогеническая зона должна пройти на протяжении около 15 *км* вдоль широкой (около 4 *км*), с мощными наносами, долины Газимура. Вполне вероятно, что этот участок долины Газимура является промышленно золотоносным, тем более что прежними буровыми разведками в долине Газимура около устья Боровской россыпи было установлено промышленное содержание золота и только большой приток воды помешал отработке этого участка.

В районе Кузнецова Быстринская структурно-металлогеническая зона примыкает к уже упоминавшемуся грабену, пересекающему Кутомарский батолит, и дальше к юго-западу не прослеживается. В Быстринской же структурно-металлогенической зоне расположено и Быстринское скарново-шеелитовое месторождение, которое, повидимому, связано с более ранними интрузивными породами.

3. Шахтаминская структурно-металлогеническая зона проходит вдоль юго-восточного крыла батолита гранитов борщовочного комплекса Букукинской-Шерловогорской структурно-металлогенической зоны. Шахтаминская структурно-металлогеническая зона очень четко выражена в верховьях р. Шахтамы, где она представлена Шахтаминским молибденовым месторождением и интенсивной россыпной золотоносностью. Молибденовая и золотая минерализация связана здесь с интрузивом молодых гранитов, прорывающих более древние граниты, относящиеся к борщовочному и аленуевскому комплексам. В юго-западном направлении россыпная золотоносность протягивается в бассейн р. Аленгуя, левого притока Унды, и последние проявления россыпной золотоносности известны в районе Курунзулая. Молибденовое месторождение по пади Топкушка в вершине Аленгуя входит в эту же структурно-металлогеническую зону. Достаточно широкое развитие в бассейне Аленгуя мелких интрузивных тел гранитов, совершенно аналогичных молибденоносным, говорит о вероятности нахождения в бассейне Аленгуя еще ряда пока неизвестных молибденовых месторождений.

К северо-востоку от Шахтамы россыпная золотоносность известна по Кавыкуче-Ундинской и Кавыкуче-Газимурской. Еще дальше к северо-востоку россыпная золотоносность должна уходить в бассейн Газимура

в районе Газимурского Завода и Ушмуна, но развитие здесь мощных четвертичных отложений могло до сего времени препятствовать ее выявлению. Либо к Шахтаминской, либо к Быстринской структурно-металлогенической зоне относится и россыпная золотоносность по правым притокам Газимура в районе Култуминского поселка.

4. Тургинская структурно-металлогеническая зона проходит по северо-западному крылу Шерловогорской зоны в верховьях р. Турги. Зона намечается пока на очень небольшом протяжении на основании Тургинского золоторудного месторождения в истоках Турги и ряда небольших штоков гранитоидов с непромышленной молибденовой минерализацией по левобережью Турги ниже по течению. Продолжение Тургинской структурно-металлогенической зоны к северо-востоку, в верховья Талангуя, и характер сочленения ее с Шундуинской зоной пока представляются неясными.

5. Шундуинская структурно-металлогеническая зона проходит на северо-западном крыле Букукинской зоны и включает Шундуинское, Фатимское и другие мелкие золото-рудные месторождения. В направлении к северо-востоку она должна уходить в бассейн Талангуя, Унды и Турова, но автор в настоящее время не располагает необходимым фактическим материалом для проведения ее в этом направлении. Во всяком случае, хорошая выдержанность здесь Букукинской-Шерловогорской структурно-металлогенической зоны, установленная работами 1950 г., хорошая выдержанность на ее юго-восточном крыле Шахтаминской структурно-металлогенической зоны делают вполне вероятным наличие в этом участке и Шундуинской зоны, что было бы очень интересно проверить поисковыми и геолого-съемочными работами.

В юго-западном направлении, в пределы Агинской плиты, Шундуинская структурно-металлогеническая зона не прослеживается, равно как и остальные структурно-металлогенические зоны этого типа. Не исключена, впрочем, возможность, что Бугунтуевский гранитный интрузив в пределах Агинской плиты с его убогой молибденовой минерализацией отвечает небольшому отрезку той же Шундуинской зоны. Но не менее, а может быть, и более вероятной является принадлежность этого интрузива к аленуевскому интрузивному комплексу.

Вдоль юго-восточного и северо-западного крыльев Борщовочного батолита золото-молибденовые структурно-металлогенические зоны пока установить не удалось, но здесь располагаются уже описанные более ранние золото-шеелитовые структурно-металлогенические зоны — Ундинская и Шилкинская. В пределах Агинской плиты на участке между Ононом и Илей на юго-восточном крыле Борщовочной-Халзанской зоны прослеживаются небольшие рудопроявления молибдена и сурьмы, которые очень неясно намечают недостающую здесь структурно-металлогеническую зону.

6. Могочинская структурно-металлогеническая зона располагается уже вне пределов собственно Восточного Забайкалья, тяготея, скорее, к области верховьев Амура. Протягиваясь от Джалиндинского золоторудного месторождения через район Могочи, эта зона включает ряд месторождений и рудопроявлений золота, молибдена и сурьмы. К западу от Могочи она может быть прослежена с уверенностью лишь до рч. Итаки. Отсюда до Дарасунского золоторудного месторождения имеется разрыв протяженностью около 240 *км*, где за недостаточностью фактических данных эта зона не может быть проведена, что, однако, никоим образом не говорит об отсутствии здесь соответствующей минерализации.

7. Ключевская структурно-металлогеническая зона отходит в районе Могочи от предыдущей зоны и идет в юго-западном направлении по междуречью Белого и Черного Урюмов и Шилки на протяжении свыше 200 *км* в район г. Сретенска. Эта зона включает большое количе-

ство россыпных месторождений золота и ряд достаточно крупных золоторудных и молибденовых месторождений (Ключи, Дмитриевское, Пильная, Давенда и др.). В районе Сретенска эта зона подходит к северо-восточному окончанию Шилкинской и Борщовочной структурно-металлогенических зон и дальше к юго-западу пока не прослеживается, равно как и две последние зоны не прослеживаются отчетливо в северо-восточном направлении. Следует отметить, что в пределах Ключевской структурно-металлогенической зоны интрузивные породы рудоносного комплекса, несущего золото-молибденовую минерализацию, недостаточно хорошо диагностируются и во многих случаях, повидимому, смешиваются с развитыми здесь же породами более раннего аленуевского интрузивного комплекса.

8. Дарасунская структурно-металлогеническая зона может быть прослежена более или менее уверенно на протяжении около 250 *км* от золоторудного месторождения Дарасун до Илинского золоторудного месторождения. К северо-востоку от Дарасуна располагается уже упоминавшийся разрыв между Дарасунской и Могочинской зонами. Возможно, что дальнейший сбор и обобщение фактического материала позволят в той или иной мере заполнить этот разрыв. Предположение о том, что Дарасунская структурно-металлогеническая зона, отклоняясь несколько к северу, уходит по левобережью р. Нерчи к верховьям Олекмы, вдоль намечающейся здесь полосы молибденовых месторождений и рудопроявлений, представляется нам мало вероятным, так как вряд ли возраст этой молибденовой минерализации является мезозойским.

К юго-западу от Дарасуна Дарасунская структурно-металлогеническая зона отчетливо прослеживается по развитию россыпной золотоносности в бассейнах Ульдурги, Торги, Урульги, Туры, Аленгуя и Или. На водоразделе Туры и Аленгуя (ключи Сыпчугур и Горхон) в связи со штоками гранитоидов шахтаминского комплекса исключительно широко развиты кварцево-турмалиновые породы. В бассейне Или известно Боглюнское висмуто-молибденовое месторождение. Илинское золоторудное месторождение по своему типу довольно резко отличается от обычных золоторудных месторождений, свойственных этим структурно-металлогеническим зонам, и отнесение его к Дарасунской зоне является до некоторой степени условным. К юго-западу от Илинского месторождения Дарасунская структурно-металлогеническая зона не прослеживается, возможно лишь из-за крайне слабой геологической изученности этого участка Онон-Ингодинского водораздела.

9. Чикойская структурно-металлогеническая зона располагается между Южно-Даурской и Северо-Даурской оловянно-вольфрамовыми структурно-металлогеническими зонами. По распространению россыпной золотоносности она прослеживается довольно четко, но автор пока не располагает фактическим материалом по золотоносности этого района, и потому от нанесения этой зоны на схему пришлось пока воздержаться.

10. Гутайская структурно-металлогеническая зона включает Гутайское молибденовое месторождение в среднем течении р. Чикоя и россыпную золотоносность по левым притокам Чикоя в этом районе Хилкотой, Хатанца и др.). К северо-востоку от нижнего течения р. Мензи прослеживается лишь слабая золотоносность. В юго-западном направлении золотоносность этой структурно-металлогенической зоны уходит в пределы Кентейского хребта в Монголии, где прослеживается еще на значительное расстояние.

Вполне вероятно, что дальнейший структурно-металлогенический анализ Юго-Восточного Забайкалья на основе всего имеющегося фактического материала и получения новых данных в результате надлежащим образом поставленных поисковых работ позволит выявить в пределах региона еще несколько подобных же структурно-металлогенических зон и с большим основанием проследить и закартировать уже известные

структурно-металлогенические зоны этого типа. Наименее ясными районами в этом отношении сейчас представляются левобережье р. Шилки, район Даурского хребта и северо-восточная часть Шилка-Аргунского междуречья.

Если сопоставить распределение интрузий и минерализации в золото-молибденовых и оловянно-вольфрамовых структурно-металлогенических зонах, то бросаются в глаза очень интересные закономерности. Оказывается, что золото-молибденовая минерализация наиболее отчетливо выражена на крыльях оловянно-вольфрамовых зон в тех их участках, где располагаются крупные гранитные интрузивы борщовочного комплекса. Таковы юго-восточное и северо-западное крылья Кутомарского батолита (Чашино-Ильдиканская и Быстринская структурно-металлогенические зоны), юго-восточное и северо-западное крылья Шерловогорской-Букукинской зоны и др. В направлении к юго-западу в Цаган-Олуевской, Шерловогорской и Букукинской структурно-металлогенических зонах крупные батолиты синтектонических гранитов сменяются более мелкими гранитными штоками в сопровождении пегматитовой или гидротермальной оловянно-вольфрамовой минерализации. Одновременно исчезает и золотоносность на крыльях этих осевых оловянно-вольфрамовых структурно-металлогенических зон. В полном соответствии с этим в пределах Агинской плиты мы практически не встречаем проявлений золотоносности. В то же время молибденовые и сурьмяные рудопроявления, хотя и в сильно ослабленной степени, в пределах Агинской плиты встречаются.

Близкая картина наблюдается и в северо-восточном направлении. Выше уже говорилось, что в направлении к северо-востоку в Цаган-Олуевской и Букукинской-Шерловогорской зонах крупные батолиты синтектонических гранитов также сменяются более мелкими интрузивными телами в сопровождении оловянной (Цаган-Олуевская зона) и вольфрамовой (Букукинская-Шерловогорская зона) минерализации. Одновременно прекращаются проявления промышленной золотоносности на крыльях этих осевых структурно-металлогенических зон. Последнее обстоятельство позволяет более оптимистически расценивать перспективы вольфрамо-оловоносности Восточного Забайкалья в северо-восточном направлении.

Очень характерная картина наблюдается и в западной части Северо-Даурской структурно-металлогенической зоны. На участке от монгольской границы до правого водораздела р. Мензи мы имеем в пределах этой зоны широкое развитие синтектонических гранитов в сопровождении многочисленных пегматитовых даек, но при отсутствии гидротермальной вольфрамовой и оловянной минерализации. Вместе с тем на северо-западном крыле этой зоны мы имеем проявления промышленной золотоносности и молибденоносности. Дальше к северо-востоку в Северо-Даурской зоне пегматиты исчезают, появляется гидротермальное оловянное оруденение, но на северо-западном крыле зоны одновременно исчезают промышленные проявления золотой и молибденовой минерализации.

Таким образом, как будто, намечается возможность по изменению характера минерализации в одних структурно-металлогенических зонах делать заключения о вероятном изменении характера минерализации в смежных с ними зонах. Если эту закономерность удастся подтвердить дальнейшими работами, то мы получим еще один лишний поисковый признак для металлогенического анализа региона.

ОЛОВО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ СТРУКТУРНО-МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ЗОНЫ

Участки оловянно-вольфрамовых структурно-металлогенических зон, занятые крупными батолитами синтектонических гранитов, развиваются в дальнейшем как крупные антиклинорные структуры. На их крыльях

развиваются золото-молибденовые структурно-металлогенические зоны в их наиболее полном выражении. Еще более молодые олово-полиметаллические зоны смещаются еще дальше от осевых структур и приурочены к структурам типа синклинориев. Как уже упоминалось, возраст олово-полиметаллической минерализации устанавливается как позднекиммерийский, т. е. между верхней юрой и нижним мелом.

Всего в пределах Юго-Восточного Забайкалья в настоящее время могут быть более или менее обоснованно намечены лишь четыре структурно-металлогенические зоны этого типа, хотя вполне вероятно, что на самом деле число их значительно больше. Эти зоны следующие: 1) Приаргунская, 2) Газимурская, 3) Шилкинско-Заводская, 4) Хапчерангинская.

1. Приаргунская структурно-металлогеническая зона включает главнейшие серебро-свинец-цинковые и мышьяковые месторождения Восточного Забайкалья (группы Нерчинско-Заводская, Михайловская, Кадаинская, Кличкинская и др.). Как отмечалось еще С. С. Смирновым, в Приаргунье имеется и вторая «полоса» серебро-свинец-цинковых месторождений, включающая Донинскую, Калгинскую, Смирновскую и другие группы и частично перекрывающая Чашино-Ильдиканскую золото-молибденовую структурно-металлогеническую зону. Взаимоотношения между этими двумя полосами неясны. Промышленное значение этой второй полосы много меньше, чем основной, Приаргунской зоны. В направлении к северо-востоку от Нерчинско-Заводской группы месторождений полиметаллическая минерализация практически прекращается, если не считать единичных находок полиметаллических рудопроявлений. Совершенно неясным представляется пока вопрос о возможном повороте этой зоны к северо-западу, на соединение с Газимурской структурно-металлогенической зоной через верховья Урова и район Аркиинского гольца. Этот вопрос будет еще обсужден при характеристике Газимурской зоны.

К юго-западу от Кличкинской группы месторождений точно так же известны немногочисленные мелкие рудопроявления. Это дает известные основания считать, что Приаргунская структурно-металлогеническая зона не продолжается дальше в юго-западном направлении от Кличек, но поворачивает к северо-западу, на Алгачинскую группу месторождений, где происходит пересечение двух разновозрастных и разнотипных структурно-металлогенических зон — Цаган-Олуевской оловянно-вольфрамовой и Приаргунской олово-полиметаллической. Однако необходимо подчеркнуть, что поворот Приаргунской зоны к северо-западу, на соединение с Газимурской зоной, пока не может быть сколько-нибудь удовлетворительно объяснен какими-либо геологическими причинами. Скорее, он намечается чисто эмпирически — расположением Алгачинской группы месторождений как раз в месте соединения двух зон и практически прекращением промышленной свинцово-цинковой минерализации дальше к юго-западу как в той, так и в другой зоне. Поэтому районы, расположенные по направлению этих двух зон дальше к юго-западу, не следует оставлять совершенно без внимания в отношении поисковых работ.

В некоторых серебро-свинец-цинковых месторождениях Приаргунья наблюдается довольно существенная примесь касситерита, а в единичных месторождениях (например, Смирновском) она достигает промышленно интересных значений. Если учесть, что в Восточном Забайкалье развиты также месторождения сульфидно-касситеритовой формации иногда с значительным содержанием сульфидов свинца и цинка (Хапчеранга), напрашивается вывод о наличии некоторой генетической связи между этими двумя группами месторождений, как это имеет место в Южном Приморье. Следует подчеркнуть, что до сего времени в Приаргунье все внимание было устремлено на выявление серебро-свинец-цинковых месторождений, тяготеющих к карбонатным породам. Не лишено неко-

торых оснований предположение, что в той же Приаргунской структурно-металлогенической зоне в условиях силикатной среды могут быть встречены сульфидно-касситеритовые месторождения хлоритовой группы. Поэтому при дальнейших работах в Приаргунье на эту сторону вопроса необходимо обращать сугубое внимание и особенно тщательно опробовать на касситерит всякого рода бурные железняки, которые легко могут возникнуть за счет окисления оловоносных пирротинов.

Более поздние этапы минерализации олово-полиметаллических структурно-металлогенических зон представлены в пределах Приаргунской зоны месторождениями киновари, которая достаточно широко распространена в шлихах, но дает лишь одно Серно-Ильдиканское коренное месторождение.

2. Газимурская структурно-металлогеническая зона включает полосу серебро-свинец-цинковых месторождений, протягивающуюся от Алгачинской группы через Александрово-Заводскую, Акатуевскую к Газимуро-Заводской и Тайнинской группам месторождений. Масштаб минерализации в пределах этой зоны значительно более скромный, чем в Приаргунской зоне, возможно в связи с тем, что здесь резко преобладают силикатные породы, в то время как карбонатные породы, наиболее благоприятные для серебро-свинец-цинковой минерализации, развиты здесь отдельными небольшими участками.

Северо-восточное продолжение этой структурно-металлогенической зоны представляется пока неясным. Непосредственно к северо-востоку от Газимурского Завода полоса развития серебро-свинец-цинковых месторождений не прослеживается, и лишь через пустой промежуток длиной 60—70 *км* мы вновь встречаем изолированную Култуминскую группу месторождений. Возможно, это обусловлено тем, что в пределах этого пустого промежутка Газимурская структурно-металлогеническая зона проходит в среде силикатных пород ушмунской сланцевой толщи. Учитывая сказанное выше о возможной оловоносности Приаргунской зоны, есть основания поставить в области развития ушмунской сланцевой свиты небольшие поисковые работы на сульфидно-касситеритовый тип оловянных месторождений.

С другой стороны, имеются некоторые данные, говорящие о возможном завороте Газимурской структурно-металлогенической зоны к востоку и юго-востоку, на соединение с Приаргунской зоной, подобно тому как эти две зоны соединяются в районе Алгачинской группы месторождений. К северо-востоку от Тайнинского месторождения, по пади Тайна-Урюмканская, расположено Широкинское свинцово-цинковое месторождение, считавшееся до сего времени непромышленным, но переоценное в 1950 г. автором как весьма перспективное. Здесь же, на водоразделе Тайны-Урюмканской и вершины Урюмкана должно быть расположено пока еще не найденное месторождение киновари, дающее большое количество киновари в шлихах в ту и в другую сторону. Дальше к востоку имеются указания на нахождение кусков свинцово-цинковых руд в золотоносных россыпях по пади Лугия и в районе Аркиинского гольца. В последнем районе они встречаются в таком изобилии, что этот район был в 1950 г. рекомендован автором как весьма перспективный для поисков коренного свинцово-цинкового месторождения. Эти данные говорят о том, что Газимурская структурно-металлогеническая зона действительно имеет здесь тенденцию к повороту в восточном направлении и пересекает Быстринскую золото-молибденовую зону, так как Аркиинский голец расположен почти на границе Цаган-Олуевской оловянно-вольфрамовой и Быстринской золото-молибденовой зон. Дальше к востоку, в пределах Кутомарского батолита, ожидать свинцово-цинковой минерализации, конечно, не приходится, а выяснение ее наличия еще дальше к востоку, в верховьях р. Урова, должно составить задачу дальнейших исследований.

3. Шилкинско-Заводская структурно-металлогеническая зона представлена небольшой по протяженности Шилкинско-Заводской группой месторождений. Она расположена на юго-восточном крыле Ключевской золото-молибденовой структурно-металлогенической зоны, но расположение структурно-металлогенических зон к юго-востоку от нее неясно. Ни к северо-востоку, ни к юго-западу продолжение Шилкинско-Заводской структурно-металлогенической зоны с достоверностью не устанавливается. Однако продолжение ее в юго-западном направлении представляется вполне вероятным на основании следующих соображений. В. П. Масловым в бассейне р. Даи было установлено развитие послеверхнеюрских трещинных интрузий, весьма похожих на аналогичные интрузии Приаргунья, с которыми связана серебро-свинец-цинковая минерализация. В бассейне Даи мы имеем четко выраженную синклинорную структуру, в пределах которой есть все основания ожидать наличия наиболее молодой, олово-полиметаллической структурно-металлогенической зоны. Однако развитие здесь почти исключительно силикатных пород делает литологическую обстановку неблагоприятной для проявления серебро-свинец-цинковой минерализации. Относительно более благоприятными в этом смысле являются участки развития метаморфической толщи с известняками в ее составе по правобережью Куренги и в районе устья рч. Сенкокучи. Вероятность наличия здесь олово-полиметаллической структурно-металлогенической зоны подкрепляется еще тремя обстоятельствами:

а) Эта зона ложится совершенно закономерно на северо-западном крыле Шундуинской золото-молибденовой зоны, проходящей предположительно в бассейн р. Турова, и заполняет тот странный пустой промежуток, который иначе остается между Шундуинской и Борщовочной зонами.

б) Здесь известно (по свалам и галькам в аллювии) Усть-Егьинское ртутное месторождение, разрабатываемое старателями. Как мы видели выше, месторождения киновари отвечают более позднему этапу минерализации в структурно-металлогенических зонах этого типа. Следовательно, нахождение здесь Усть-Егьинского ртутного месторождения является совершенно закономерным, что делает необходимым нахождение и разведку самого коренного месторождения, которое имеет все шансы оказаться имеющим промышленное значение. Вместе с тем, этот факт подтверждает вероятность продолжения сюда Шилкинско-Заводской структурно-металлогенической зоны.

в) Нахождение в шлихах рр. Даи и Сенкокучи зерен светложелтого касситерита говорит о вероятности нахождения здесь его низкотемпературных, скорее всего сульфидно-касситеритовых или олово-полиметаллических месторождений. Все это заставляет обратить внимание на поисковое обследование этого участка.

Аналогичная синклинорная структура имеется симметрично и по другую сторону Борщовочной зоны, вдоль долины р. Шилки. Здесь также известно Нерчинское ртутное месторождение, но отсутствие иных рудопроявлений пока не позволяет проводить здесь какие-либо структурно-металлогенические зоны.

4. Хапчерангинская структурно-металлогеническая зона охватывает полосу развития оловянных месторождений сульфидно-касситеритовой формации (хлоритовая группа): Тарбальджей, Хапчеранга, Сохондо и др. Эта зона намечается пока чисто регистрационным путем и не обоснована ни приуроченностью к какой-либо четко выраженной структурной зоне, ни закономерным расположением относительно других, смежных с нею структурно-металлогенических зон. Все же ее расположение относительно Верхне-Ононской и Халзанской структурно-металлогенических зон является близкой аналогией в расположении предполагаемого продолжения Шилкинско-Заводской зоны в бассейне р. Даи

относительно Ундинской и Борщовочной структурно-металлогенических зон. Аналогия еще подтверждается сказанным выше о том, что Верхне-Ононская депрессионная структура с точки зрения возможного обнаружения «Второго Балея» является наиболее близким аналогом Ундинской депрессионной структуры.

В Хапчерангинском оловорудном месторождении довольно значительным распространением пользуются касситерито-арсенопиритовые и касситерито-полиметаллические руды, сближающие его с мышьяковыми и полиметаллическими месторождениями Приаргунья. В полиметаллической жиле Хапчерангинского месторождения основную промышленную ценность составляет свинец, олово образует лишь примесь подчиненного значения. Сходство с Приаргунской структурно-металлогенической зоной увеличивается еще нахождением в районе Хапчеранги коренного ртутного месторождения. Следует подчеркнуть, что в пределах Хапчерангинской структурно-металлогенической зоны карбонатные породы категорически отсутствуют.

Таким образом, представляется вполне вероятным, что полиметаллические и мышьяковые месторождения Восточного Забайкалья, с одной стороны, и сульфидно-касситеритовые (хлоритовая группа), с другой стороны, отвечают одному и тому же этапу эндогенной минерализации региона и располагаются в одних и тех же или аналогичных структурно-металлогенических зонах. Условия карбонатной среды более благоприятны для проявления полиметаллической и мышьяковой минерализации, условия силикатной среды — для проявления сульфидно-касситеритовой минерализации. Месторождения киновари проявляются, повидимому, в связи с теми и другими месторождениями. Если такое предположение окажется правильным и его удастся подтвердить дальнейшими исследованиями, это может оказаться исключительно ценным поисковым признаком и может быть положено в основу капитальной ревизии как по олову, так и по ртути и полиметаллам структурно-металлогенических зон этого типа.

Вместе с тем следует подчеркнуть, что турмалиновая группа сульфидно-касситеритовых месторождений (Шерловая Гора) тяготеет не к полиметаллическим, а к оловянно-вольфрамовым месторождениям и приурочена к тем же оловянно-вольфрамовым структурно-металлогеническим зонам. С оловянно-вольфрамовыми месторождениями эту группу сульфидно-касситеритовых месторождений сближают и некоторые особенности минералогического состава.

Вполне вероятно, что структурно-металлогенические зоны этого типа могут быть обнаружены и в других участках Забайкалья — по Чикою и Ингоде, в центральной части Даурского хребта, по левобережью Шилки, в северо-восточной части Забайкалья, на крыльях Абагайтуевской структурно-металлогенической зоны и т. п. Однако, прежде чем ставить во всех этих районах поисковые работы, необходимо уточнить структурно-металлогеническую схему Юго-Восточного Забайкалья, составить ее на более детальной геологической основе (1 : 500 000) и решить ряд остающихся неясными тематических вопросов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Кратко разобранная нами структурно-металлогеническая схема Юго-Восточного Забайкалья является первой, самой предварительной попыткой применения к металлогеническому анализу региона тех общих принципов регионального металлогенического анализа, которые были разработаны группой сотрудников ВСЕГЕИ под руководством автора. Несмотря на сугубо предварительный характер этого анализа, он все же дает ряд интересных выводов, поднимает ряд новых вопросов, требующих своего скорейшего разрешения, и в значительной мере определяет

направление дальнейших поисковых, геолого-съемочных и тематических работ в регионе. Во введении уже были кратко изложены те очень крупные коррективы, которые удалось на основе этого анализа ввести в существовавшие до сего времени представления о геологическом строении региона. Подытожим те чисто металлогенические выводы, которые могут быть сделаны в данный момент на основе этого анализа.

В пределах Юго-Восточного Забайкалья устанавливаются четыре типа структурно-металлогенических зон, отвечающих последовательным этапам в развитии структуры и эндогенной минерализации региона и закономерно располагающихся пространственно. Структурно-металлогенические зоны этих четырех типов настолько закономерно покрывают всю территорию региона, что нет никаких оснований ожидать наличия в регионе каких-либо иных типов структурно-металлогенических зон. Однако не является исключенной возможность обнаружения в регионе новых типов минеральных месторождений, неизвестных в настоящее время, которые или будут являться членами тех же минеральных комплексов, или должны быть выделены в новые минеральные комплексы, отвечающие пока не выявленным этапам минерализации тех или иных структурно-металлогенических зон.

Золото-шеелитовые структурно-металлогенические зоны (Ундинская, Шилкинская, Верхне-Ононская) являются наиболее ранними и включают месторождения трех минеральных комплексов: верхнеононского, балейского и итакинского. Верхнеононский комплекс имеет промышленное значение по золоту, содержит также некоторые концентрации шеелита, арсенопирита и антимонита. Скопления шеелита в лучшем случае могут быть объектом попутной с золотом добычи, концентрации арсенопирита и антимонита лишены практического значения. Балейский комплекс представлен пока единичным Балейским золоторудным месторождением, имеющим крупное промышленное значение. Есть вероятность обнаружения здесь других золоторудных месторождений того же типа. Итыкинский комплекс представлен месторождениями антимонита, изредка содержащими примесь вольфрамита. Месторождения развиты не только в золото-шеелитовых, но и в более поздних золото-молибденовых структурно-металлогенических зонах. Этот комплекс может иметь не очень крупное промышленное значение по сурьме, промышленное значение его по вольфраму пока совершенно неясно.

Оловянно-вольфрамовые структурно-металлогенические зоны наиболее многочисленны и создают всю основу структурно-металлогенического рисунка региона. Включают интрузии и месторождения борщовочного, адунчолонского, кукульбейского, шерловогорского и калангуйского комплексов. Адунчолонский комплекс представляет крупный промышленный интерес по бериллию и литию, небольшой — по самоцветам (топазы, аквамарины). Кукульбейский комплекс включает крупнейшие вольфрамовые месторождения региона, более скромное значение имеет по олову. Шерловогорский комплекс, представленный пока единичным месторождением, содержит крупные запасы бедных оловянных руд. Калангуйский комплекс включает флюоритовые месторождения крупного промышленного значения, но перспективы его полностью еще не выявлены. Можно ожидать ряда новых находок крупных месторождений этого типа.

Золото-молибденовые структурно-металлогенические зоны содержат месторождения шахтаминского и итыкинского комплексов. Месторождения шахтаминского комплекса представляют весьма крупный промышленный интерес по золоту и молибдену. Золоторудные месторождения этого комплекса по своим масштабам, богатству металлом и технологии руд значительно уступают таким же месторождениям балейского комплекса, однако именно эти месторождения являются основными первоисточниками россыпного золота региона.

Наиболее молодые олово-полиметаллические структурно-металлогенические зоны включают месторождения нерчинскозаводского, хапчерангинского и серноильдиканского комплексов. Месторождения нерчинскозаводского комплекса имеют среднее промышленное значение по свинцу и цинку. Они обладают богатыми рудами, но серьезным недостатком их является незначительный масштаб каждого отдельного месторождения. При благоприятной конъюнктуре могут иметь промышленное значение мышьяковые месторождения этого комплекса, многие из которых разведывались и разрабатывались. Хапчерангинский комплекс имеет для Забайкалья наибольший промышленный интерес по олову. Возможна также разработка отдельных рудных тел с промышленным содержанием свинца и цинка. Вполне вероятно обнаружение еще значительного числа месторождений этого комплекса. Серноильдиканский комплекс изучен крайне слабо, но, вероятно, может оказаться серьезным поставщиком ртути.

Таким образом, месторождения Юго-Восточного Забайкалья могут представлять промышленный интерес по олову, вольфраму, молибдену, золоту, свинцу, цинку, бериллию, мышьяку, сурьме, ртути, флюориту. Кроме того, не исключена возможность промышленного значения месторождений железа, принадлежность которых к мезозойской металлогении региона пока представляется совершенно неясной. Разберем каждый металл в отдельности.

О л о в о. Олово встречается в пределах региона в сколько-нибудь существенных количествах в составе пяти минеральных комплексов: адунлочонского, кукульбейского, шерловогорского, хапчерангинского и нерчинскозаводского. В адунчолонском комплексе олово встречается в пегматитах, которые сами не имеют промышленного значения по олову, но могут дать концентрации касситерита в россыпях, при благоприятной конъюнктуре заслуживающие разработки. В целом промышленное значение адунчолонского комплекса по олову крайне невелико, и постановки специальных поисковых работ он не заслуживает. Кукульбейский комплекс содержит ряд промышленных месторождений олова кварцево-касситеритовой формации (Ононское, Этыка, Шумиловское, Молодежное и др.), сравнительно небольшого масштаба, но с довольно богатыми рудами. В благоприятной геоморфологической обстановке может давать промышленные россыпи касситерита. В условиях карбонатной среды (Зеренский район) возникают своеобразные хлорито-актинолитовые рудные тела, с разрушением которых также связаны промышленные россыпи касситерита. При постановке систематических и целеустремленных поисковых работ на олово вполне вероятно выявление еще ряда промышленных месторождений кварцево-касситеритовой формации в пределах Забайкалья. Для постановки поисков можно рекомендовать участок Северо-Даурской зоны к востоку от Шумиловки, Южно-Даурскую зону, Халзанскую-Борщовочную в пределах Агинской плиты, участок Цаган-Олуевской зоны к северо-востоку от Кутомарского батолита. Перспективы Кличкинской, Абагайтуевской и северо-восточной части Букукинской-Шерловогорской зоны неясны.

Шерловогорский комплекс представлен пока единичным Шерловогорским месторождением и потому не дает оснований ожидать новых сколько-нибудь крупных находок того же типа.

Хапчерангинский комплекс имеет по олову, пожалуй, наибольшие перспективы в пределах Забайкалья. Задачами поисковых работ здесь являются: а) тщательное поисковое обследование Хапчерангинской зоны на участке от Тарбальджея до Сохондо; б) выяснение возможности продолжения этой зоны к северо-востоку от Тарбальджея и к западу от Сохондо; в) выяснение вопроса о возможности нахождения аналогичной зоны вдоль среднего течения Чикоя и Ингоды; г) выяснение вопроса о возможности нахождения аналогичной зоны

между Северо-Даурской и Южно-Даурской оловянно-вольфрамовыми зонами; д) поиски в пределах Приаргунской, Газимурской и Шилкинско-Заводской структурно-металлогенических зон с целью выяснения вопроса о возможности развития в их пределах сульфидно-касситеритовых месторождений хлоритовой группы; е) выяснение вопроса о возможности нахождения аналогичной зоны на левобережье р. Шилки.

Нерчинскозаводский комплекс содержит лишь примесь касситерита в серебро-свинцово-цинковых рудах и потому самостоятельного промышленного значения по олову не имеет. В месторождениях с наиболее высоким содержание касситерита, может быть, окажется рентабельным его попутное извлечение при разработке месторождений на свинец.

Таким образом, для расширения минеральносырьевой базы Восточного Забайкалья по олову поиски надо ориентировать на выявление новых месторождений хапчерангинского и Кукульбейского комплексов.

Вольфрам. Вольфрам встречается в пределах региона в заметных количествах в составе верхнеононского и кукульбейского комплексов, в значительно меньших — в аленуевском, адунчолонском, шахтаминском, нерчинскозаводском и итыкинском комплексах. Таким образом, вольфрамовая минерализация Восточного Забайкалья сильно размазана по разным комплексам, т. е. как во времени, так и в пространстве. Однако концентрации промышленного значения приурочены в основном к кукульбейскому комплексу.

Верхнеононский комплекс содержит в общем значительные по запасам концентрации вольфрама в форме шеелита (Баян-Зурга, Пешково, Козаково), пригодные в лучшем случае для попутной добычи совместно с золотом. Комплекс не заслуживает постановки специальных поисковых работ на вольфрам. Аленуевский комплекс дает совершенно убогое содержание шеелита в связанных с ним скарнах и пока не позволяет надеяться на выявление в связи с ним промышленных скарново-шеелитовых месторождений. Единственное промышленное скарново-шеелитовое месторождение — Быстринское относится, скорее, к кукульбейскому комплексу. Адунчолонский комплекс иногда дает некоторые концентрации вольфрамита в грейзенах (Шерловая Гора), но в целом по вольфраму крайне мало перспективен.

Кукульбейский комплекс является основным вольфрамоносным комплексом Забайкалья и включает значительное число достаточно крупных и богатых по содержанию металла месторождений (Букука, Белуха, Антонова Гора и др.). Основной задачей здесь является возможно более полное освоение разведочными работами уже известных вольфрамовых месторождений, а также поиски новых месторождений этого комплекса. Для поисков новых месторождений в качестве первоочередных участков можно рекомендовать участок Халзанско-Борщовочной зоны в пределах Агинской плиты, юго-западные части Букукинской, Шерловогорской и Цаган-Олуевской зон, участок Цаган-Олуевской зоны к северо-востоку от Кутомарского батолита, северо-восточная часть Букукинско-Шерловогорской зоны. В северо-восточной части Цаган-Олуевской зоны необходимо иметь в виду вероятность проявления вольфрамовой минерализации в форме скарново-шеелитовых месторождений. Перспективы Кличкинской и Абагайтуевской зон по вольфраму, как и по олову, неясны.

Итыкинский рудный комплекс лишь в двух случаях (район Могочи и Ново-Ивановское месторождение в Ундинской зоне) содержит мелкодисперсный вольфрамит в халцедоновидном кварце с антимонитом. Пока эти находки имеют чисто минералогическое значение, но нельзя забывать, что в США эпитермальные месторождения вольфрамита являются вполне промышленными.

В Шахтаминском рудном комплексе шеелит, повидимому, образует в некоторых случаях примесь к золотым рудам. Примером может служить Джалиндинское золоторудное месторождение, находящееся уже вне пределов собственно Забайкалья и входящее в Могочинскую структурно-металлогеническую зону. Вероятно, за счет подобной примеси шеелита в золотых рудах комплекса возникла шеелитовая россыпь по пади Ушканке, правому притоку рч. Шахтамы.

В нерчинскозаводском рудном комплексе шеелит лишь изредка встречается в виде примеси главным образом в мышьяковых рудах. Наиболее значительные его концентрации имеются в Чевкинской жиле Алгачинского месторождения. А. Д. Щеглов высказал предположение, не является ли шеелит обычной примесью мышьяковых руд Приаргунья. Однако проверка на шеелит других мышьяковых месторождений региона этого предположения не подтвердила. Все три последних рудных комплекса — итыкинский, шахтаминский и нерчинско-заводский — не заслуживают постановки специальных поисковых работ на вольфрам.

Таким образом, для расширения минеральносырьевой базы Восточного Забайкалья по вольфраму необходимо с возможной полнотой освоить разведочными работами уже известные месторождения кукульбейского комплекса и поставить поиски новых месторождений того же комплекса.

Молибден. Молибден встречается в заметных количествах в кукульбейском и шахтаминском комплексах, в незначительном количестве — в аленуевском комплексе. В последнем он дает убогую примесь в скарновых образованиях и в некоторых случаях, повидимому, кварцево-молибденитовые жилы, среди которых жил промышленного значения пока не выявлено. Обнаруживаемые в этом комплексе концентрации молибденита заслуживают, конечно, выяснения их промышленного значения, но специальных поисковых работ на молибденит этот комплекс не заслуживает. В кукульбейском комплексе встречается примесь молибденита в некоторых вольфрамитовых месторождениях, не представляющая самостоятельного промышленного значения. Шахтаминский комплекс имеет по молибдену крупное промышленное значение. Присутствие молибдена в месторождениях этого комплекса было установлено сравнительно не так давно. С тех пор выявлен ряд крупных его месторождений (Давенда, Шахтама и др.), но, безусловно, перспективы молибденоносности Забайкалья найденными месторождениями не исчерпываются. Первое время считалось, что молибденовые месторождения должны быть сосредоточены в пределах так называемого золото-молибденового пояса Восточного Забайкалья, т. е. по левобережью р. Шилки. Однако находка Шахтаминского молибденового месторождения в самой середине оловянно-вольфрамового пояса поколебала правильность такого представления. Из сделанного выше анализа металлогении Восточного Забайкалья явствует, что присутствие молибденовых месторождений можно ожидать в любом из рудных поясов региона, но в основном, конечно, в пределах золото-молибденовых структурно-металлогенических зон. Известные до сего времени молибденовые месторождения были сосредоточены в основном в Ключевской зоне, в меньшем количестве в Могочинской, Шахтаминской, Гутайской. Однако их с равным правом следует ожидать также и в остальных золото-молибденовых структурно-металлогенических зонах, т. е. в Дарасунской, Шундуинской, Тургинской, Быстринской, Чашино-Ильдиканской. Нет никакого сомнения в том, что дальнейшие целеустремленные поиски молибденовых месторождений дадут еще много его промышленных месторождений.

Золото. Золото дает промышленные месторождения в трех комплексах — верхнеононском, шахтаминском и балейском, если счи-

тать Ильинское месторождение принадлежащим шахтаминскому комплексу и пренебречь возможностью палеозойской золотой минерализации. Верхнеононский комплекс по интенсивности золотоносности лишь немного уступает шахтаминскому комплексу, но пользуется значительно более скромным площадным распространением, и потому в целом его роль в золотой минерализации Восточного Забайкалья значительно меньше. Россыпные месторождения в связи с этим комплексом в основном отработаны, если не считать возможности нахождения новых глубоких россыпей. Из золоторудных месторождений работаются лишь два — Козаковское и Любавинское, оба сравнительно скромного масштаба. Наиболее перспективным районом для поисков новых месторождений этого комплекса являются Бальджинский район и участок Верхне-Ононской структурно-металлогенической зоны между Бальджей и Любовью. Из тематических работ наибольшее значение имеет выяснение возможности соединения Верхне-Ононской и Шилкинской структурно-металлогенических зон вдоль западной окраины Агинской плиты.

Месторождения шахтаминского комплекса являются основными первоисточниками россыпного золота в пределах Восточного Забайкалья. Мелко залегающие россыпи в основном выявлены, но глубокие россыпи могут дать еще очень много металла. Особенный интерес привлекают те участки, где в силу особенностей геоморфологической обстановки мелкие россыпи отсутствуют, а глубокие до сего времени остаются не выявленными. Поисковые и разведочные работы на россыпные месторождения могут дать еще много ценных находок. Из новых участков привлекают внимание: отрезок Чашино-Ильдиканской зоны от Явленского до Доно; отрезок Быстринской зоны от Боровской россыпи до Кузнецово; северо-восточное продолжение Чашино-Ильдиканской, Быстринской и Шахтинской зон; северо-восточная часть Шундуинской зоны. На левобережье Шилки привлекает внимание разрыв между Могочинской и Дарасунской зонами, в Даурском хребте — юго-западное продолжение Дарасунской зоны и расшифровка Чикойской зоны.

Золоторудные месторождения шахтаминского комплекса выявлены крайне слабо. В первую очередь необходимо поставить поиски золоторудных месторождений в районе Шахтамы, Аркинского гольца, Чашинского и Серного Ильдиканов, в вершине Туры (Сыпчугур-Горхон) и др.

Балейский комплекс может дать еще очень большой прирост запасов в пределах Ундинской депрессии, вблизи Балейского месторождения. Из новых участков, как уже отмечалось, наиболее перспективной является Верхне-Ононская депрессионная структура, где необходимо начать систематические поисковые работы на «Второй Балей». Очень близкая аналогия во всей геологической обстановке с Ундинской структурой делает нахождение здесь «Второго Балея» вполне вероятным.

Свинец и цинк. Главнейшие полиметаллические месторождения Восточного Забайкалья, входящие в нерчинскозаводский рудный комплекс, сосредоточены в пределах Приаргунской и Газимурской структурно-металлогенических зон, значительно меньше — в Шилкинско-Заводской зоне. Наибольший интерес представляет возможность продолжения первых двух зон к северо-востоку или их соединения между собою через вершину Урова, особено, конечно, те участки, где развиты карбонатные породы. Промышленно интересными могут оказаться также участки Шилкинско-Заводской зоны при пересечении ею карбонатных толщ (правобережье Куренги, Сенкокуча). Остальные известные и возможные новые олово-полиметаллические структурно-металлогенические зоны менее перспективны в связи с крайне незначительным развитием в остальных участках региона карбонатных толщ. Правда, и в условиях силикатной среды возможно нахождение свинцово-цинковых месторождений типа Алгачинской группы или полиме-

таллической жилы Хапчерангинского месторождения, но масштаб их невелик. Совершенно неясными представляются перспективы крайней юго-восточной части Забайкалья, главным образом в пределах Кличкинской и Абагайтуевской структурно-металлогенических зон.

Основной прирост запасов свинца должен пойти за счет доразведки уже известных месторождений и выявления новых в пределах тех же Приаргунской и Газимурской структурно-металлогенических зон в результате расшифровки их структуры. Особенно перспективными могут оказаться месторождения и рудные тела, не имеющие выхода на поверхность или выходящие на поверхность непромышленными своими частями, как, например, перекрытые рыхлыми отложениями аллювиальных долин или задернованных склонов, залегающие в палеозойских известняках, перекрытых незначительной толщей юрских еще более молодых отложений, представленные на поверхности непродуктивными генерациями минералоотложения, но с промышленными рудами, расположенными на глубине, и т. д.

Бериллий. Основным бериллоносным комплексом является одунчолонский. Отдельные дайки бериллоносных пегматитов, рассеянные иногда среди крупных интрузивов борщовочного комплекса, не могут быть серьезным источником добычи берилла. Все внимание поисковых работ должно быть сосредоточено на выявлении новых сравнительно небольших интрузивных тел с широким развитием бериллоносных пегматитовых даек и полей. Наиболее перспективными в этом отношении являются Халзанская и Завитинская зоны, юго-западная часть Борщовочной зоны (левобережье Онона), Букукинская и Шерловогорская зоны непосредственно к юго-западу от сплошного поля гранитов по Талангую, Усть-Аленгуйский интрузив, оба окончания Кутомарского батолита и др. Заслуживают поисков также Кличкинская и Абагайтуевская зоны, но в связи с их малой изученностью здесь затруднительно указать участки для поисков более узко.

Пока неясным представляется вопрос о возможности нахождения бериллоносных пегматитов в крайней северо-восточной части Букукинской-Шерловогорской зоны и в гранитных интрузивах Даурского хребта. Во всяком случае, широкое развитие пегматитов в Северо-Даурской зоне в бассейне р. Мензи привлекает внимание.

Мышьяк. Мышьяк встречается в существенных количествах во многих рудных комплексах Восточного Забайкалья: верхнеононском, кукульбейском, шахтаминском, хапчерангинском, нерчинскозаводском. При благоприятной конъюнктуре он может иметь промышленное значение в месторождениях шахтаминского (Дарасун) и нерчинскозаводского комплексов.

Сурьма. Антимонит присутствует в значительных скоплениях в верхнеононском (Федоровское месторождение) и итыкинском комплексах. В первом он не представляет промышленного интереса в связи с очень небольшим масштабом месторождений. Месторождения итыкинского комплекса могут оказаться вполне промышленными, хотя и не очень крупного масштаба.

Ртуть. Киноварь очень широко распространена в шлихах Восточного Забайкалья, но коренных месторождений известно лишь четыре, и те почти не разведаны. В то же время, перспективы региона по киновари, повидимому, значительно лучше, чем это обычно считается. Это в свое время отмечалось еще покойным С. С. Смирновым. Систематические поисковые работы на киноварь и, прежде всего, обобщение данных прежних шлиховых съемок могут дать ряд интересных находок промышленных ртутных месторождений. Наиболее перспективными являются олово-полиметаллические структурно-металлогенические зоны — Приаргунская, Газимурская, Шилкинско-Заводская, Хапчеран-

гинская. В Шилкинско-Заводской зоне в первую очередь должен быть обследован участок в районе Унды — Куренги.

Флюорит. Забайкалье имеет ряд достаточно крупных флюоритовых месторождений, но минеральносырьевая база региона по флюориту изучена крайне слабо. Известные месторождения недостаточно разведаны, не оценены, проведено недостаточно поисковых работ на флюорит. Месторождения флюорита следует искать в пределах оловянно-вольфрамовых структурно-металлогенических зон, однако срединные части крупных батолитов борщовочного типа не содержат флюоритовых месторождений. Ряд флюоритовых месторождений располагается вблизи периклинального замыкания крупных гранитных батолитов, около значительных поперечных нарушений или вблизи молодых депрессионных структур. С этой точки зрения наилучшие перспективы на обнаружение новых флюоритовых месторождений имеют структурно-металлогенические зоны Абагайтуевская, Кличкинская, юго-западные части Цаган-Олуевской, Шерловогорской и Букукинской. Несколько менее перспективны Халзанская и Завитинская зоны, неясны перспективы по флюориту Северо- и Южно-Даурской зон и крайних северо-восточных частей Цаган-Олуевской и Букукинской-Шерловогорской зон.

Сделанные рекомендации по направлению поисковых работ являются самыми предварительными, основанными лишь на сугубо предварительном структурно-металлогеническом анализе региона. По мере уточнения наших представлений о металлогении региона соответственно будут уточняться и обосновываться и рекомендации по направлению поисковых работ. Поэтому для расширения минеральносырьевой базы Восточного Забайкалья по ряду металлов необходимо не только широко развернуть поисковые работы, но и провести большой объем тематических и геологосъемочных работ.

Особенно необходимо подчеркнуть то обстоятельство, что уточнение металлогенического анализа региона упирается сейчас не в недостаточную разработанность методики регионального металлогенического анализа, но в крайне недостаточную геологическую изученность региона и в небольшую достоверность и малую детальность имеющихся геологических карт. Мы располагаем в настоящее время достаточно надежной методикой регионального металлогенического анализа, хотя и не во всех деталях достаточно разработанной. Применение этой методики к территории Восточного Забайкалья помогло вскрыть основные закономерности распределения эндогенной минерализации во времени и пространстве. Была выявлены последовательность формирования различных типов эндогенных минеральных месторождений, типы структурно-металлогенических зон, закономерности их взаимного пространственного расположения, последовательные этапы их минерализации и распределение различных типов минеральных месторождений между установленными типами структурно-металлогенических зон. Менее разработанными в настоящее время являются вопросы распределения месторождений по длине структурно-металлогенических зон и их приуроченности к определенным, конкретным участкам этих зон.

Однако для познания этих более частных, хотя и очень существенных закономерностей необходимы прежде всего графическое отображение тех более общих закономерностей, которые удалось уже выявить, и нанесение на геологическую основу всех выявленных структурно-металлогенических зон. Как уже отмечалось во введении, существующая геологическая основа по Восточному Забайкалью является настолько неудовлетворительной и настолько неверно отображает геологическое строение региона, что такое нанесение представляется в настоящее время невозможным. Первоочередной задачей в этом направлении является проведение ряда тематических работ стратиграфического и петрологического характера, которые могли бы внести

№ п/п	Геологический возраст	Тип структурно-металлогенической зоны	Наименование комплекса	Ассоциация интрузивных пород	Типы месторождений	Названия месторождений
13	Послеверхнемеловой	II	Калангуйский	Видимая связь с интрузиями отсутствует	Флюорит	Калангуй, Солонечное, Абагайтуй, Седловское и др.
12	„	I III	Итыкинский	То же	Сурьма (вольфрамит)	Итыкинское, Майское, Булыктинское, Богдаринское и др.
11	„	IV	Серно-ильдиканский	„ „	Ртуть	Серно-Ильдиканское, Нерчинское, Усть-Егьинское, Доло-Убугунское, Урюмканское
10	„	I	Балейский	„ „	Золото	Балейское
9	Послеверхнеюрский	IV	Нерчинскозаводский	Андезинофиры, сиенито-диориты, кварцевые диориты, лампрофиры и др.	Серебро, свинец, цинк, мышьяк	Кадаинское, Гороблагодатское, Алгачинское, Кличкинское, Запокровское и др.
8	„	IV	Хапчерангинский	Гранит-порфиры, липариты, дациты и др.	Олово-хлоритовая группа сульфидно-касситеритовой формации, свинец—цинк	Хапчеранга, Тарбальджей, Сохондо, Улюртуй и др.
7	„	II	Шерловогорский	Кварцевые порфиры, их эруптивные брекчии	Олово-турмалиновая группа сульфидно-касситеритовой формации	Шерловая Гора
6	Послесреднеюрский	III	Шахтаминский	Гранодиориты, граниты, кварцевые диориты и пр.	Молибден, золото (полиметаллы)	Шахтама, Давенда, Пильная, Ключи, Дмитриевское, Дарасун, и др.
5	Среднеюрский	II	Кукульбейский	Граниты, гранодиориты, лейкократовые граниты, аплиты и пр.	Вольфрам, олово	Букука, Белуха, Антонова Гора, Харанор, Ангатуй, Ононское, Этыка, Молодежное, Шумиловское и др.
4	„	II	Адунчолонский	Граниты, пегматиты, грейзены	Берилл, литий, топаз, олово, вольфрам, тантал, ниобий	Адун-Чолон, Завитая, Луковая Гора и др.
3	„	II	Борщовочный	Граниты: биотитовые, лейкократовые, гранитогнейсы и др.	—	Интрузивы: Борщовочный, Цаган-Олуевский, Кутомарский, Халзанский и др.
2	„	II	Аленуевский	Порфировидные рогово-обманковые биотиты, граниты, гранодиориты	Скарны: молибден, вольфрам (шеелит), магнетит, бор и др.	Донинское, Пуринское и др.
1	Верхнетриасовый	I	Верхнеононский	Кварцевые диориты, диорит-порфириты, гранит-порфиры и пр.	Золото, шеелит, (мышьяк), (сурьма)	Баян-Зурга, Евграфовское, Хаверга, Пешково, Козаково и др.

в существующие геологические карты те минимальные исправления, без которых невозможно использование этих карт в металлогенических целях. Лишь после того как мы будем иметь исправленную геологическую основу масштаба 1 : 500 000, возможно будет приступить к составлению металлогенической карты Восточного Забайкалья в этом масштабе. В настоящее же время приходится ограничиваться составлением самой приближенной схемы расположения структурно-металлогенических зон, где последние показаны лишь своими осевыми линиями.

Что касается последовательности интрузивных и минеральных комплексов в регионе, то она показана в приводимой выше таблице.

Г. Л. Падалка

О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ И МЕТАЛЛОГЕНИИ ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

Восточное Забайкалье в металлогеническом отношении изучено еще очень мало. На основе громадных фактических материалов подмечена и упрочена закономерность в распределении месторождений главнейших полезных ископаемых, выразившаяся в выделении С. С. Смирновым трех металлогенических поясов: молибденово-золотого, вольфрамо-оловянного и полиметаллического. Однако удовлетворительного объяснения такому поясовому распределению месторождений до сих пор не дано. Это объясняется малой изученностью прежде всего магматизма, затем структур общих и местных и, наконец, роли вмещающих пород в концентрации тех или иных элементов. Только при гармоническом сочетании познания этих трех геологических явлений можно надеяться на успешное разрешение вопросов о закономерностях распределения месторождений в пространстве и во времени.

Восточное Забайкалье имеет настолько сложное строение и такое ничтожное развитие толщ определенного возраста, что, несмотря на весьма длительный период систематического его изучения (больше 25 лет), до сих пор далеко не расшифрованы ни стратиграфия, ни тектоника, ни, тем более, вулканические процессы этого района.

Накоплены большие главным образом фондовые материалы по геологическим съемкам, преимущественно в масштабе 1 : 100 000 и 1 : 200 000, которые могут дать многое для выводов по металлогении, но при условии одновременного проведения дополнительных полевых наблюдений.

В данной статье, помимо территории собственно Восточного Забайкалья, в металлогеническом отношении отчасти рассматриваются смежные районы — Чикойский и Верхне-Амурский.

Восточное Забайкалье является молодой, мезозойской, складчатой областью, несомненно имеющей генетическую связь с Верхоянско-Колымской складчатой областью, опоясывая вместе с нею с востока Сибирскую платформу.

Северо-восточное продолжение этой области, равно как и часть Верхоянско-Колымской области, в районе Охотского моря уничтожено еще более молодой, альпийской, складчатостью, выделяемой под именем Анадыро-Камчатской и имеющей почти меридиональное направление.

Окончательное замыкание Восточно-Забайкальской геосинклинали, повидимому, произошло в верхнем мелу, так как более молодые, чем нижний мел, отложения в Восточном Забайкалье не установлены, если не считать условные третичные отложения.

Восточно-Забайкальская складчатая область имеет северо-восточное направление, отклоняясь несколько к югу в низовьях р. Шилки и в бас-

сейне р. Ольдоя и приобретая далее широтное положение, что, вероятно, объясняется влиянием соседней с юга жесткой массы Большого Хингана.

Формирование этой области, очевидно, происходило под влиянием двух жестких областей — Алданской платформы с северо-запада и Большого Хингана с юго-востока.

Южная граница складчатой области Восточного Забайкалья проходит в пределах Маньчжурии и Монголии, а северная — в пределах Станового хребта. Северная граница ее в настоящее время не может быть более или менее определенно проведена из-за малой изученности территории Становика. Нужно полагать, что к складчатой области (к ее окраине) следует отнести также такие районы, как Верхне-Олекминский, Верхне-Нерчуганский, Верхне-Иначинский, Итакинский и др. Далее к северу распространяется зона, переходная от складчатой области к Алданской плите, и, наконец, сама плита.

Таковы общие контуры мезозойской складчатой области. Северная граница ее почти совпадает с северной границей варисских структур, которые распространены гораздо шире, чем мезозойские, и выходят далеко к югу и юго-востоку за пределы Советского Союза.

О контурах варисских структур мы судим по мощным средне- и верхнепалеозойским отложениям, широко распространенным в пределах Монгольской Народной Республики и значительно развитым в Восточном Забайкалье: Агинскому полю, Даурскому хребту, в котором они сильно денудированы, Шилка-Аргунскому и Верхне-Амурскому районам.

Возможно, что среднепалеозойские отложения распространялись северо-западнее рр. Чикоя, Ингоды, Шилки и севернее железной дороги Верхне-Амурского района, но там они сильно денудированы.

Основные мезозойские структуры имеют меньшее распространение. Они неизвестны в прилегающих частях Монгольской Народной Республики, а в пределах Советского Союза распространены главным образом между рр. Шилкой и Газимуром, а также в Верхне-Амурском районе.

Мезозойские складчатые движения в той или иной степени отразились на территории всей описываемой здесь части Восточной Сибири, но наиболее сильно в пределах указанных контуров. С мезозойской складчатостью связано и распространение мезозойских интрузий, которые более обильны в Даурском хребте, Агинском поле и в северо-западной краевой зоне мезозойской геосинклинали, не говоря, конечно, о центральной части последней.

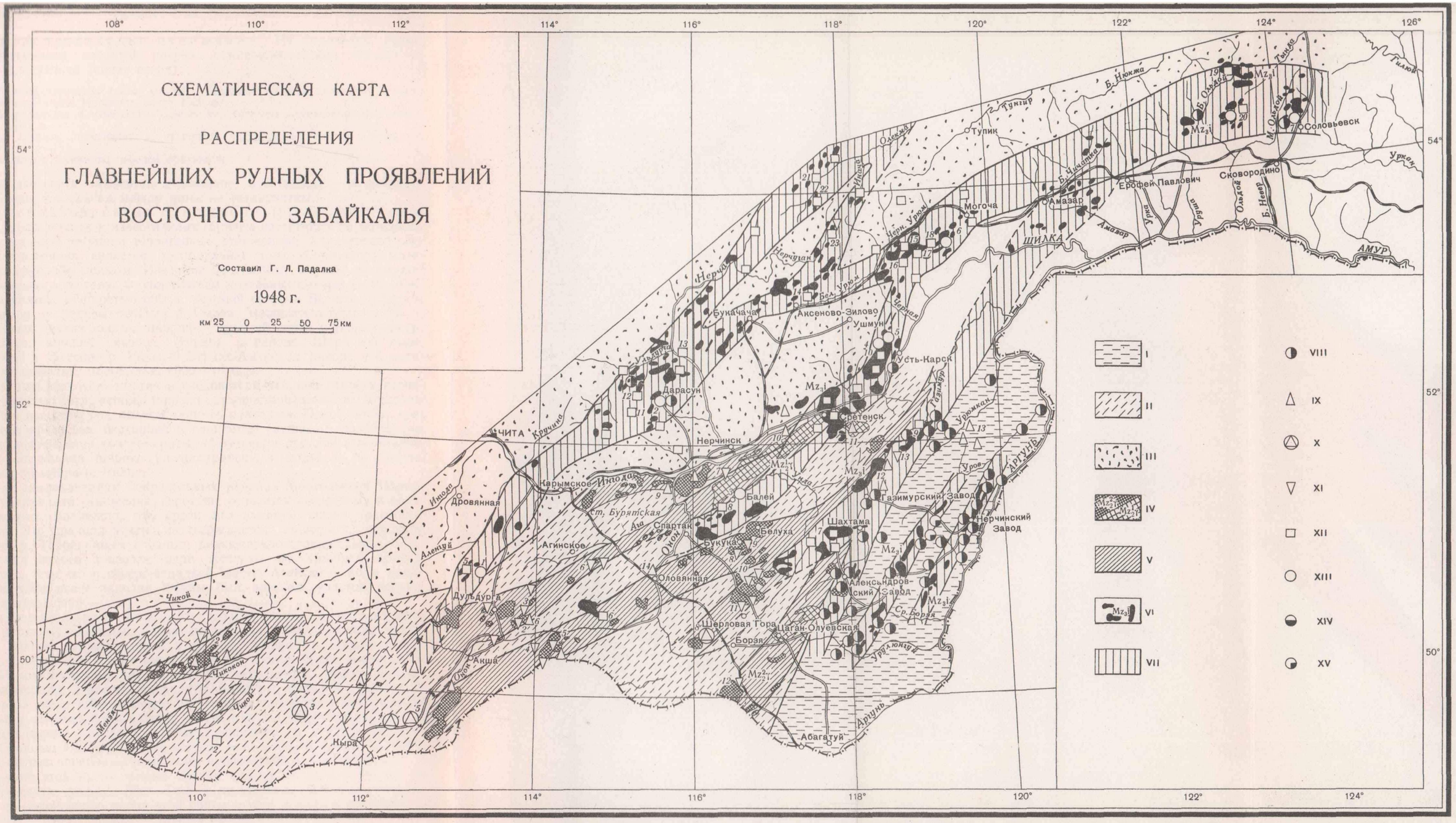
В остальных частях Восточной Сибири в связи с мезозойскими движениями возникли крупные разломы и ослабленные зоны в основном северо-восточного направления, к которым приурочены верхнемезозойские интрузии.

Каледонские структуры в пределах описываемой области сохранились лишь в виде небольших участков в Приаргунском районе, Малханском хребте и в некоторых других местах. Докембрийские структуры почти полностью переработаны и встречаются лишь в виде мелких участков, причем возраст их решается далеко не однозначно.

Ниже приведена краткая сводная характеристика описываемой области.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СТРАТИГРАФИИ

Допалеозойские отложения весьма сильно переработаны и видоизменены так, что нередко трудно распознать первичные породы. Ныне эти образования представлены разнообразными кристаллическими и метаморфическими сланцами, кварцитами, мраморами, доломитами, гнейсами, амфиболитами др.



Схематическая карта распределения главнейших рудных проявлений Восточного Забайкалья

I—Приаргунский (полиметаллический) рудный пояс; *II*—Чикое-Ононский (оловянно-вольфрамовый) рудный пояс; *III*—Ингода—Верхне-Амурский (молибдено-золотой) рудный пояс; *IV*—среднемезозойские интрузии; *V*—зоны распространения среднемезозойских интрузий и вольфрамо-оловянных месторождений; *VI*—верхнемезозойские интрузии; *VII*—зоны распространения верхнемезозойских интрузий, молибденовых, золотых и полиметаллических месторождений; *VIII*—полиметаллические месторождения; *IX*—оловянные месторождения касситерито-кварцевого типа; *X*—оловянные месторождения касситерито-сульфидного типа; *XI*—вольфрамовые месторождения; *XII*—молибденовые месторождения; *XIII*—золоторудные месторождения; *XIV*—медные месторождения; *XV*—железорудные месторождения

Список рудных месторождений

Оловянные: *1*—Нижне-Мензинская группа; *2*—Шумиловская и Молодежная группы; *3*—Сохондо; *4*—Хапчеранга; *5*—Тарбальджей; *6*—Зун-Ундурское; *7*—Ималкинское; *8*—Шерловая гора; *9*—Усть-Ононская группа; *10*—Шилкинская группа; *11*—Чичиканское; *12*—Ушмунское; *13*—Зеренское; *14*—Ононское. Вольфрамовые: *1*—Сенькинская группа; *2*—Барун-Ундурское; *3*—Урда-Таптанское; *4*—Куранжинское; *5*—Ангатуйское; *6*—Спокойнинское; *7*—Пешковское; *8*—Букука; *9*—Белуха; *10*—Антоновогорское; *11*—М. Соктуйское; *12*—Харанорское; *13*—Березовское. Молибденовые: *1*—Гутайское; *2*—по пади Кумыл; *3*—Донинское; *4*—Амхинское; *5*—Боглюнское; *6*—Бугунтуевское; *7*—Шахтаминское; *8*—Дутурудское; *9*—Култуминское; *10*—Карийское; *11* и *12*—Очикуйские; *13*—Хайкинское; *14*—Арчикойское; *15*—Амуджиканское; *16*—Золотологинское; *17*—Костромихинское; *18*—Давендинское; *19*—Оборонное; *20*—Монголи; *21*—Аманан-Макитское; *22*—Сырычинское; *23*—Сычырлинское. Золоторудные: *1*—Илинское; *2*—Дарасунское; *3*—Балей; *4*—Дмитриевское; *5*—Пильненское; *6*—Ключевское; *7*—Джалиндинское.

Эти породы образованы за счет песчаников, сланцев, карбонатных пород и эффузивов. Соотношение этих образований с кембрием неизвестно.

Нижнепалеозойские отложения. На основании имеющихся материалов сводный разрез нижнепалеозойских отложений ($Cm—S_1$) следующий (снизу вверх):

1. Сланцево-песчаниковая свита, иногда с конгломератами в нижней и с кварцитами в верхней части. Мощность около 1500 *м*.
2. Свита доломитов и известняков (среди них горизонт с археоциатами). Мощность 1000—1500 *м*.
3. Свита сланцев, песчаников и кварцитов (алтачинская свита). Мощность 600—900 *м*.
4. Известняки и доломиты; прослои эффузивов.

Первые две свиты относятся к кембрию, а остальные — к нижнему силуру. Следы несогласия между ними не установлены.

Среднепалеозойские отложения ($S_2—C_1$) представлены сланцами, песчаниками и известняками, причем известняки по мощности сравнительно мало уступают терригенным отложениям. Характерной особенностью последних является преобладание тонкообломочного материала над грубообломочным. Известны эффузивные породы преимущественно основного состава. Фаунистически доказаны: силуро-девон (ильдиканская свита), мощностью 600 *м;* верхний силур в Верхне-Амурском районе; девон в среднем течении р. Онона, мощностью около 1000 *м*, и в некоторых других местах; нижний — средний девон в Верхне-Амурском районе; нижний карбон (турне) в районе Шерловой горы, по р. Онону, в бассейне р. Унды, в Верхне-Амурском районе и в некоторых других местах, мощностью 1000—1500 *м*.

К среднему палеозою многие исследователи условно относят песчаниково-сланцевые отложения, широко распространенные в Агинском районе. Они известны под именем «немого палеозоя». Преобладают граувакковые и аркозовые песчаники и глинистые сланцы; в подчиненном количестве встречаются конгломераты, эффузивы и прослои известняков. Подобные отложения широко распространены в верховьях рр. Онона, Ингоды и в бассейне р. Чикоя.

Судя по исследованиям сопредельных районов Монгольской Народной Республики, эти отложения, вероятно, относятся к среднему и верхнему палеозою. Возможно, что среди них имеются также триасовые отложения. Это предположение подтверждается, во-первых, находкой в бассейне р. Тарбальджея в гальке делювиально-аллювиальных отложений среди немого палеозоя ядра *Xenopsis* sp. (нижний триас), а во-вторых, тем, что в северо-западной части Агинского поля среди немого палеозоя после находки фауны был выделен участок верхнетриасовых отложений.

Верхнепалеозойские вулканогенные образования. К верхнему палеозою, ближе не определенному, отнесена вулканогенная толща, встречающаяся в среднем течении р. Чикоя, в верховьях р. Тугнуя. Эта толща имеет сложный состав. Здесь встречаются базальные конгломераты, песчаники, агломерат-туфы, туфопесчаники, туфоконгломераты, диабазы, порфириты, порфиры, фельзиты. Мощность всего разреза около 1100 *м*. Осадочные породы находятся в подчиненном количестве и встречаются в нижних частях разреза. Эффузивы представляют собою серию покровов в низах основного, в верхах — кислого состава. Осадочные и эффузивные породы явно метаморфизованы; эффузивы сильно рассланцованы и местами превращены в порфироиды.

О возрасте этой толщи можно судить только по налеганию их на метаморфическую толщу ($Prz—Pz_1$) и на граниты ее прорывающие, а также по нахождению пород этой свиты в виде гальки в конгломератах карбона — перми, вернее — нижней перми.

Пермские отложения представлены песчаниками, конгломератами и сланцами. Они встречены в бассейне левых притоков р. Онона, где их мощность около 600 *м*, и в Борзинском районе, мощностью свыше 7000 *м*. По найденной фауне эти отложения относятся к нижней перми.

Верхняя пермь нигде не найдена. Она встречена в верховьях р. Онона за пределами СССР, где охарактеризована фауной верхней перми. Нижнепермские отложения лежат несогласно базальным конгломератам то на метаморфической толще условного девона — карбона, то на каменноугольных отложениях, причем в гальке известняка базального конгломерата обнаружены остатки фауны карбона.

К нижнепермским отложениям следует отнести песчаниково-сланцевые отложения бассейна р. Чикоя в окрестностях с. Гутая. Они представлены конгломератами, аркозовыми песчаниками, алевритами, глинистыми сланцами. Породы интенсивно дислоцированы и метаморфизованы. В них встречена фауна, по которой более вероятен пермский их возраст, но ранее он определялся как карбон — пермь.

Триас. Нижнетриасовые отложения нигде не встречены. О них можно судить лишь по находке *Xenopsis* sp. в бассейне р. Тарбальджея. Условно к нижнему триасу относят песчаниково-сланцевые отложения, обнажающиеся в вершине р. Урюмкана. Верхнетриасовые отложения встречены в вершинах левых притоков р. Аги и в бассейне р. Туры. Верхнетриасовые отложения представлены конгломератами, песчаниками и сланцами. Общая мощность отложений 2000—2500 *м*. Соотношения триаса с юрой не установлено. Данных о среднем триасе не имеется, в это время, возможно, был перерыв.

Нижне-среднеюрские отложения распространены между рр. Шилка и Аргунь, а также в Верхне-Амурском районе. Различаются два комплекса отложений: ононский, в котором имеются горизонты с морской фауной, и алгачинский, в котором отсутствует морская фауна, но имеются горизонты с флорой. Эти комплексы являются различными фациями одних и тех же отложений. Мощность ононского комплекса около 5000 *м*. Он состоит из конгломератов, песчаников и сланцев, причем конгломераты несколько преобладают над песчаниками и сланцами. Алгачинский комплекс имеет примерно такую же мощность, но в нем конгломераты значительно преобладают над песчаниками и сланцами, сланцы же имеют весьма подчиненное значение.

В Верхне-Амурском районе нижне-среднеюрские отложения такого же состава. В них встречена фауна, характеризующая нижнюю и среднюю юру. Они трансгрессивно лежат на сильно дислоцированных палеозойских отложениях.

Соотношение этих отложений с триасом не изучено. Обычно эти отложения несогласно залегают на более древних осадочных толщах и на гранитах. Нигде они не встречены совместно с триасовыми отложениями.

Верхнеюрские образования представлены конгломератами, песчаниками и мощными эффузивами и их туфами. Отложения отличаются большой изменчивостью по простиранию, поэтому очень трудно привести общий их разрез. Можно отметить, что они всегда начинаются конгломератами, часто валунными, нередко с туфовым материалом, а заканчиваются либо песчаниками и конгломератами, либо эффузивами. Нередко имеет место частое чередование осадочных и эффузивных пород, причем обычны фациальные переходы по простиранию одних пород в другие. Замечается, что основные эффузивы приурочены к нижним частям толщи, а кислые — к верхним. Иногда встречаются субщелочные и щелочные эффузивы, залегающие в верхних частях толщ. Мощность этих образований значительная, порядка 1000—1500 *м*. Возраст их определяется по флоре и пелециподам.

Верхнеюрские отложения имеют широкое распространение и встречаются изолированными участками на всей описываемой территории.

Они лежат несогласно на размытой поверхности как нижних отделов юры, так и более древних образований. Нередко они приурочены к бортам современных депрессий. В некоторых местах эффузивы этой толщи прорывают верхнетриасовые отложения и очень часто подстилают угленосные тургинские отложения. Галька эффузивов часто встречается в конгломератах последних.

Нижний мел (тургинские отложения). Эти отложения, как правило, встречаются в современных депрессиях и обычно перекрыты четвертичными отложениями той или иной мощности. Они имеют большое распространение и встречаются в виде разрозненных участков на всей описываемой территории.

Эти отложения состоят из трех свит (снизу вверх): а) тургинской, представленной песчаниками, сланцами, конгломератами с прослоями битуминозных сланцев, а местами с покровами базальтов; б) угленосной, представленной песчаниками, конгломератами, сланцами и углями; в) даинской, состоящей из песчаников, сланцев, конгломератов и эффузивов (трахитов, липаритов и др.). Лучше изучена угленосная свита, мощность которой достигает 700—1000 *м*. Возраст определяется по фауне и флоре.

Третичные отложения. К этим отложениям условно относится довольно мощная толща рыхлых пород — конгломератов, песков и глин. Она имеет небольшое распространение.

Условно к этим отложениям отнесена чалбучинская угленосная свита, распространенная в Приаргунье, в районе пос. Чалбучи. Мощность ее 100—120 *м*.

Четвертичные отложения. Кроме рыхлых кластических образований, следует отметить значительно распространенные эффузивы: липариты, базальты, андезиты, туфы, редко трахибазальты и щелочные базаниты. Они почти всегда приурочены к краевым частям крупных депрессий, выполненных тургинскими отложениями.

Из вышеизложенного можно видеть, что в пределах Восточного Забайкалья наблюдается в общем закономерное изменение осадконакоплений, от самых древних до самых молодых. От образований, в которых преобладающее развитие имеют карбонатные породы нижнего палеозоя[1], через тонкоилисто-известковые (главным образом) отложения среднего палеозоя имеется переход к преимущественно грубокластическим осадкам верхнего палеозоя, а также нижнего и среднего мезозоя, когда произошло заметное обмеление моря. В верхней юре море полностью или почти полностью ушло из описываемого района. Во время юрского и нижнемелового периодов происходило образование исключительно континентальных осадков в озерных условиях при мощной вулканической деятельности. При этом в нижнем мелу, к концу существования геосинклинали, осадконакопление происходило в болотных условиях при широком развитии углеобразования.

Эти изменения в течение всего периода существования геосинклинальных условий на территории Восточного Забайкалья происходили не постепенно, не по плавной кривой, а по ломаной линии. Точками перелома последней являлись моменты крупных диастрофизмов, происходивших в каледонское (S_1—S_2), варисское (C_2—P), нижнекиммерийское (T_3—J_1), среднекиммерийское (J_2—J_3), верхнекиммерийское (J_3—Cr_1) и австрийское времена. С периодами диастрофизма связаны большие перерывы, изменение морского режима и перераспределение контуров моря. Окончательное замыкание геосинклинали произошло после нижнего мела — вероятно в верхнем мелу, и с этого времени Восточное Забайкалье переходит в платформенную стадию существования. Из приведенного также видно, что эффузивная деятельность в течение первых

[1] О более древних образованиях судить очень трудно.

четырех этапов была слаба, хотя отмечается значительное усиление ее в конце карбона в смежной части Западного Забайкалья на территории, геологическая история которой весьма сходна с Восточно-Забайкальской. Наиболее сильная эффузивная деятельность проявлялась в верхнеюрское время; с теми или иными перерывами она продолжалась (правда, с меньшей интенсивностью) до четвертичного периода.

В настоящее время трудно сказать, насколько широко по площади были распространены указанные выше отложения, так как они уцелели от тектонических и денудационных процессов лишь в виде небольших участков, но нужно полагать, что докембрийские и нижнепалеозойские отложения были распространены на большей территории, охватывающей не только все Восточное Забайкалье, но и на территории, значительно выходящей за его пределы. Отложения от верхнего силура до средней юры были проявлены на суженной площади, а верхнеюрские вулканогенные, наоборот, охватывают громадную территорию, выходящую за пределы описываемой. Так же широко были распространены тургинские отложения.

Для полноты общей картины здесь еще следует сказать, что с указанными выше периодами диастрофизма связаны крупные интрузивные процессы: каледонский, варисский, нижнекиммерийский и среднекиммерийский и несколько слабее верхнекиммерийский и австрийский, связанные с периодом замыкания геосинклинали. Преобладающими породами являются гранитоиды, давшие большой материал для образования осадков, богатых кремнеземом.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТЕКТОНИКИ

Описываемая область имеет сложную структуру, развивавшуюся от докембрия до кайнозоя. В ней проявились многочисленные эпохи складчатости, налагавшиеся, как правило, друг на друга, в результате чего создалось настолько сложное строение, что, несмотря на многолетние исследования, оно еще далеко не расшифровано.

В пределах описываемой области устанавливаются следующие эпохи складчатости:

1. Докембрийская, выделяемая чисто условно.

2. Каледонская, вызывающая сомнение у ряда исследователей. Она устанавливается по несогласию между ильдиканской (S_2—D_1) и уровской свитами (Cm_1—Prz) в районе Газимурского завода.

3. Варисская, происшедшая в период C_2—P_1. Она устанавливается по несогласному залеганию нижнепермских отложений (базальные конгломераты) на сложноскладчатых осадках среднего палеозоя.

4. Предверхнетриасовая, устанавливаемая по несогласию между триасом и нижней пермью. Верхняя пермь не установлена.

5. Предъюрская, устанавливаемая по несогласию между нижней юрой и верхним триасом, которое некоторые исследователи объясняют эпейрогеническими движениями, а также по залеганию нижнеюрских отложений на дислоцированном палеозое и различных других породах.

6. Предверхнеюрская, устанавливаемая по резкому угловому несогласию между вулканогенной свитой J_3 и более древними отложениями, в том числе и морской юрой (J_1—J_2). Подкреплением того же является смена характера отложений — громадное участие в верхнеюрской свите вулканогенных образований.

7. Преднижнемеловая, устанавливаемая по залеганию нижнемеловых отложений на различных более древних породах, по несогласному залеганию тургинской свиты на вулканогенной, а также по более спокойным внутренним структурам нижнемеловых отложений.

8. Предверхнемеловая или верхнемеловая — завершающая. В ней происходит полное замыкание геосинклинали.

Эпохами наиболее активной складчатости являются каледонская, варисская, предъюрская, предверхнеюрская, предмеловая и предверхнемеловая, или верхнемеловая, которым соответствуют периоды наиболее крупных интрузий.

В соответствии с фазами складчатости замечается фациальное изменение осадков, резкая смена которых произошла в предпермское время (или в верху C_3), в эпоху главной фазы варисской складчатости. С этого времени устанавливаются особые условия формирования осадков, характеризующихся грубостью материала по механическому составу, причем размеры обломков увеличиваются от нижней перми до средней юры. Отлагались песчаники и глинистые сланцы при подчиненном количестве конгломератов и ничтожном количестве известняков. Переломными моментами в изменении осадков являются также предъюрская, предверхнеюрская и предмеловая фазы складчатости.

В структурном отношении описываемую территорию можно разделить прежде всего на три зоны или пояса северо-восточного направления:

1. Средний, северная граница которого проходит по рр. Шилке, Ингоде и Чикою, а южная — несколько юго-восточнее рр. Газимура и Борзи до государственной границы (пояс уходит за пределы Советского Союза). Продолжением этого пояса к северо-востоку является Верхне-Амурский район.
2. Северо-Западный пояс, располагающийся севернее предыдущего.
3. Приаргунский — южнее Среднего пояса.

С этими структурными поясами в общем совпадают рудные пояса: с первым — оловянно-вольфрамовый, со вторым — молибденово-золотой и с третьим — полиметаллический.

СРЕДНИЙ ПОЯС

В среднем поясе наиболее часто встречаются осадочные образования. Только здесь, в сущности, обнаружены фаунистически охарактеризованные средне- и верхнепалеозойские и мезозойские отложения.

Этот пояс имеет очень сложное строение и в структурном отношении, в свою очередь, может быть разбит на четыре района: Даурский, Агинский, Шилка-Газимурский и Верхне-Амурский.

Даурский район представляет собой, повидимому, сложный варисский антиклинорий, почти полностью переработанный крупным плутоном гранитоидов поздневарисского или древнекиммерийского возраста и обрезанный с востока крупным разломом по границе с Агинским районом, а с северо-запада кулисообразными разломами, проходящими по рр. Чикою и Ингоде. Осадочные толщи, представленные главным образом средне- и верхнепалеозойскими отложениями, сохранились здесь в очень небольшом количестве, значительно уступающем гранитоидам.

В антиклинории проходит сложная система разрывов главным образом северо-восточного направления, к которым приурочено внедрение большого количества трещинных интрузий гранитов среднемезозойского возраста. Величина интрузий меняется от малой до средней и даже большой, измеряемой 100—200 $км^2$. Намечается ряд зон таких разрывов. К этим зонам приурочены названные интрузии, включающие вольфрамовые и оловянные (касситерито-кварцевого типа) месторождения, связанные с ними генетически.

Агинский район представляет собой варисский синклинорий, который в мезозойское время был превращен в куполовидный антиклинал, в настоящее же время с трех сторон окаймлен морскими мезозойскими отложениями.

В результате сложных и многократных тектонических подвижек в сложноскладчатых палеозойских отложениях возникла сложная система разрывов, из которых преобладающими являются северо-восточные и подчиненными — северо-западные. Намечается серия тектониче-

ских (ослабленных) зон северо-восточного направления, к которым, особенно к местам пересечения тектонических зон разного направления, приурочены вольфрамовые и оловянные (касситерито-кварцевого типа) месторождения. Серия таких зон показана на прилагаемой карте.

Шилка-Газимурский район представляет мезозойскую антиклинорную структуру, развившуюся на месте наибольшего прогиба мезозойской геосинклинали. Здесь распространены различные мезозойские гранитоиды — предъюрские, среднемезозойские, одновременные со складчатостью, и трещинные интрузии. Несмотря на большое распространение интрузий, значительно исказивших и осложнивших структуру района, все же хорошо выделяется целый ряд антиклинальных и синклинальных складок северо-восточного направления и серия разрывов того же, реже иного направления. С среднемезозойскими трещинными интрузиями связаны вольфрамовые и оловянные (касситерито-кварцевого типа) месторождения, а с верхнемезозойскими — молибденовые и золотые. Трещинные интрузии и рудные месторождения опять таки приурочены к тектоническим (ослабленным) зонам северо-восточного с отклонением до почти широтного направления. Эти зоны проходят как вдоль антиклинальных, так и вдоль синклинальных складок. Разрывы были использованы для внедрения магмы, которая в ряде случаев в силу своего давления видоизменяла складки.

Верхнемезозойские зоны либо налагаются на среднемезозойские, либо проходят субпараллельно им. В качестве примера можно привести Шахтама-Газимурскую зону, наложенную на Шерловогорско-Кукульбейскую.

Верхне-Амурский район представляет собой антиклинальную структуру северо-восточного, почти широтного, направления; центральная часть структуры сложена сильно дислоцированными среднепалеозойскими отложениями, северо-западное крыло обрезано крутым сбросом или надвигом, а юго-восточное сложено юрскими отложениями. Интрузивных пород сравнительно мало. Здесь определенно выражен варисский интрузивный цикл, представленный комплексом основных и ультраосновных пород, прорывающих верхнесилурийские и нижнесреднедевонские отложения, и гранитами, прорывающими те же отложения. Названные интрузивные породы перекрыты юрскими отложениями. Триасовые и пермские осадки здесь неизвестны. Отчетливо же выражены мезозойские интрузии — граниты, прорывающие нижне-среднеюрские отложения и приуроченные к тектоническим зонам северо-восточного направления. Эти интрузии сопровождаются серией дайковых пород, размещающихся в пределах тектонических зон.

Из приведенного можно сделать следующие выводы.

1. Шилка-Газимурский и Верхне-Амурский районы являлись участками наибольшего прогибания мезозойской геосинклинали.

2. Даурский и Агинский районы не покрывались юрским морем. Наиболее вероятно, что в этих районах распространялось триасовое море, которое неполностью их покрывало. Эти районы можно рассматривать как мезозойскую субгеосинклиналь. В юрский этап развития геосинклинали они являлись уже платформой.

3. Вольфрамовые и оловянные месторождения располагаются в пределах срединной части геосинклинали, примерно одинаково как в пределах названной выше субгеосинклинальной ее части, так и наибольшего прогиба геосинклинали. Исключением является лишь Верхне-Амурский район, где оловянные и вольфрамовые месторождения не установлены.

СЕВЕРО-ЗАПАДНЫЙ ПОЯС

Совсем иное устройство имеет Северо-Западный пояс, являющийся краевой частью мезозойской геосинклинали. Он изучен несравненно хуже.

Этот пояс сложен почти исключительно гранитоидами, которые в основном остаются пока нерасчлененными; среди них можно выделить допалеозойские или каледонские, обычно разгнейсованные граниты и ортогнейсы, варисские гранитоиды, а также нижне- и среднекиммерийские гранитоиды. Незначительными по площади, но многочисленными являются верхнемезозойские трещинные интрузии, с которыми генетически (вернее — парагенетически) связано молибденовое и золотое оруденение. Среди этих гранитоидов в виде лоскутов разбросаны породы метаморфического комплекса, а может быть, и более молодых образований, но измененных до неузнаваемости. Лишь в одном месте по р. Черной (ближе к железной дороге) обнаружен небольшой участок, сложенный породами, весьма сходными с породами чачинской свиты, относимой к верхнему триасу. Это дает указание на то, что и здесь имели распространение мезозойские песчаниково-сланцевые отложения, но уничтоженные денудационными процессами. Данных о распространении здесь палеозойских сланцево-известняковых отложений не имеется, так как если последние здесь и были, то их, во всяком случае, нельзя было бы распознать из-за глубокого метаморфизма, связанного прежде всего с мощными интрузиями гранитоидов. В ряде мест Северо-Западного пояса встречаются вулканогенные (верхнеюрские) и угленосные (нижний мел) отложения, причем последние всегда приурочены к современным депрессиям.

Пликативные структуры не выражены или выражены крайне слабо, но отчетливы дизъюнктивные, как правило, северо-восточного направления.

Из крупных дизъюнктивных дислокаций укажем на громадную зону разрывов (ослабленную зону), которой мы даем название Ингода—Верхне-Амурской. Она хорошо прослеживается от верховьев р. Или, левого притока р. Онона (Ильинский рудный узел), через р. Туру, Дарасунский рудный узел, Букачачу, Арчикойский голец (у ст. Зилово), Амуджикан, Костромиху, Давенду, Ключи (Верхне-Желтугинский рудный узел) до ст. Могоча. Далее к северо-востоку эта зона разрывов прослеживается через низовья р. Амазара и бассейн р. Чичатки к верховьям р. Ольдоя и, наконец, до Кировского золоторудного месторождения. Дальнейшее ее продолжение к востоку неясно. Нет четких указаний о поведении ее к юго-западу от Ильинского рудного узла: она либо теряется в верховьях р. Акши, либо проходит к низовьям рр. Былыры и Кыры. Общее протяжение этой зоны до 1000 *км*.

Эта тектоническая зона формировалась, очевидно, в течение длительного времени и несколько раз подновлялась. Она отмечается линиями разрывов, вдоль которых установлены давленные и смятые породы, катаклазиты и милониты, рассланцованные порфиры и порфириты и пр.

Далее она отмечается серией малых интрузий — даек, штокообразных и иных тел — гранит-порфиров, диорит-порфиритов, микродиоритов, лампрофиров, микрогранитов и др., причем дайки имеют явно выраженное северо-восточное простирание. Такие интрузивные тела с теми или иными перерывами прослеживаются на протяжении всей зоны. Кроме того, эта зона отмечается верхне-юрскими эффузивами, слагающими участки, вытянутые в северо-восточном направлении, и, наконец, современными депрессиями, к которым приурочены угленосные отложения. Дополнением к этому является наличие эруптивных брекчий, прекрасно выраженных, например, вблизи Давендинского месторождения.

Все это вместе взятое убеждает в существовании Ингода-Верхне-Амурской зоны разрывов. Эта зона была использована для внедрения верхнемезозойских (предмеловых) интрузий — трещинных плутонов средней величины (гранитов, диоритов, габбро) и позже малых интрузий, с которыми генетически (парагенетически) связано молибденовое и золотое оруденение, приуроченное к данной зоне.

В пределах Дарасунского рудного узла под острым углом к Ингода-Верхне-Амурской зоне отходит весьма протяженная Нерча-Олекминская зона. Она проходит вдоль р. Нерчи, располагаясь с левой ее стороны, и идет к верховьям р. Олекмы и далее вдоль последней, придерживаясь западной ее стороны. Эта зона особенно отчетливо выражена по р. Олекме. Она определяется линиями разрывов, и, главное, распределением малых и реже средних интрузий аляскитоидных гранитов, гранит-порфиров, порфиритов и лампрофиров, а также эффузивами и современными депрессиями, часто встречающимися в пределах этой зоны. Менее отчетлива эта зона по р. Нерче, но, может быть, это объясняется тем, что здесь исследования были проведены лишь геологической съемкой в масштабе 1 : 1 000 000.

С малыми интрузиями мы связываем молибденовое оруденение.

В районе Арчикойского гольца под острым углом от этой зоны отходит Арчикой-Иначинская тектоническая зона северо-северо-восточного направления. Она проходит между р. Нерчуганом с запада и р. Чонгылом с востока, а далее идет через Бухточу, через среднее и верхнее течение р. Джалира к верховьям рр. Чокура и Иначи. Далее к северу она сливается с предыдущей зоной.

Эта зона определяется: а) линиями разрывов, которые, видимо, отразились на направлении рр. Нерчугана, Чонгыла и Джалира; б) распределением малых и реже средних интрузий лейкократовых гранитов, гранит-порфиров, порфиритов и лампрофиров, которые довольно часто встречаются в пределах этой зоны и не наблюдаются по ту и другую стороны от нее; эти породы по аналогии с таковыми более южных районов отнесены к средне- и верхнемезозойским, с ними мы связываем оловянное, вольфрамовое, а также молибденовое оруденение; в) эффузивами, приуроченными, очевидно, к линиям разрывов в пределах этой зоны и г) современными депрессиями, заполненными рыхлыми отложениями и, вероятно, осадками нижнемелового возраста.

В районе Амуджикана под большим углом к Ингода — Верхне-Амурской зоне отходит в южном направлении тектоническая зона, проходящая через среднее течение р. Черной и бассейны рр. Кары и Чачи (Кара-Чачинский рудный узел) к р. Шилке; далее через Сретенск (Сретенский рудный узел) к среднему течению р. Унды и вдоль последней к ее низовьям (Балейский рудный узел). Эту зону мы называем Амуджикано-Сретенской. Она определяется сериями разрывов, а также средними и малыми трещинными интрузиями (Кара-Чачинский, Сретенский плутоны и многочисленные малые тела), с которыми связывается молибденовое и золотое оруденение. Разрывы особенно хорошо выражены по р. Унде. С левой стороны последней располагаются небольшие интрузии послеверхнеюрских гранитов и гранодиоритов, а также малые интрузии разного состава.

Структуру Северо-Западного пояса познать очень трудно. Пояс представляет собой краевую зону мезозойской геосинклинали, которая реагировала как жесткая масса на прогибание срединной части геосинклинали глубокими продольными и поперечными разломами.

Начало возникновения этих разломов относится к периоду развития мезозойской геосинклинали; они подновлялись и усиливались в период складчатости, и главнейшее их развитие связано с периодом замыкания геосинклинали. В это время возникли крупные тектонические (ослабленные) зоны, которые контролировали распределение рудоносных интрузий и связанных с ними рудных образований.

ПРИАРГУНСКИЙ ПОЯС

Приаргунский пояс представляет собой также краевую зону мезозойской геосинклинали. Ценные исследования в пределах этого пояса в последнее время произведены экспедицией, работавшей под руковод-

ством В. Н. Козеренко. По данным этой экспедиции, морские мезозойские отложения здесь отсутствуют. Развиты нижне-среднеюрские континентальные образования, причем мощность их постепенно уменьшается по направлению к р. Аргуни. Широко развиты верхнеюрские и нижнемеловые отложения. Широко также распространены нижнепалеозойские карбонатные и терригенные отложения. Значительные, но несравненно меньшие, чем в Северо-Западном поясе, площади заняты палеозойскими гранитоидами.

Экспедицией установлены две антиклинальные структуры северо-восточного направления. Одна из них проходит примерно через селения Кондуйское, Доно и другие пункты, а другая расположена ближе к р. Аргуни. Вдоль последней проходит синклинальная структура.

Вдоль той и другой антиклинальных структур проходят зоны разрывов, подобные тем, какие описаны при характеристике Северо-Западного пояса.

К зонам разрывов приурочены верхнемезозойские малые интрузии, представленные в Приаргунской зоне почти исключительно дайками, нередко весьма протяженными, а во второй зоне — интрузиями средней величины (до 100 км²) и дайками. Формирование этих интрузий находится в связи с разломами северо-восточного и отчасти северо-западного направлений. Интрузии средней величины сложены гранодиоритами, граносиенитами и другими породами, а дайки — гранит-порфирами, сиенит-порфирами, монцонит-порфирами, лампрофирами, микродиоритами, диабазами и субщелочными породами. По составу все эти породы весьма сходны с верхнемезозойскими интрузиями Северо-Западного пояса.

В генетической связи с этими интрузиями находится полиметаллическое, молибденовое и золотое оруденение. Первое приурочено в основном к Приаргунской тектонической зоне (зоне разрывов), а второе — к зоне, проходящей через Кондуй, Доно и другие пункты. Совместно с молибденовым оруденением здесь распространено золотое и полиметаллическое, причем последнее в меньшей степени, чем в Приаргунской зоне. Молибденовое оруденение открыто экспедицией под руководством В. Н. Козеренко только в 1949 г.; имеется уверенность, что это оруденение здесь распространено достаточно широко.

Из приведенного видно, что Приаргунский и Северо-Западный пояса по геологическому строению и металлогении значительно сходны между собой, но имеются и различия:

1. Тот и другой пояс представляют собой краевые части мезозойской геосинклинали.

2. В том и другом поясах проходят крупные зоны разрывов, к которым приурочены многочисленные верхнемезозойские трещинные интрузии.

3. Однако Северо-Западный пояс гораздо сильнее денудирован, в результате чего почти полностью снесены осадочные толщи и вскрыты громадные тела палеозойских гранитоидов, в основном слагающих названный пояс. Среди гранитоидов встречаются небольшие участки осадочных пород, настолько глубоко метаморфизованных, что о возрасте их судить крайне трудно.

Приаргунский пояс эродирован гораздо слабее. Здесь меньшие площади сложены палеозойскими гранитами. Значительно распространены нижнепалеозойские отложения, среди которых преобладают известняки и доломиты.

4. В пределах того и другого поясов распространены одни и те же верхнемезозойские интрузии, которые в Северо-Западном поясе вскрыты глубже, а потому чаще встречаются тела средней величины. В Приаргунском поясе эти интрузии обычно представлены дайками; вероятно, здесь развиты и эффузивные фации.

5. Металлогения того и другого поясов сходна, но имеются различия, вызываемые в основном различным эрозионным срезом и различной литологией слагающих пород.

Для Северо-Западного пояса характерно молибденовое, золотое и в меньшей степени полиметаллическое оруденение, которое, вероятно, снесено совместно с осадочными толщами, а для Приаргунского — полиметаллическое и в меньшей степени молибденовое и золотое. Несомненно большую роль в полиметалличности Приаргунского пояса сыграли карбонатные породы.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МАГМАТИЗМА И ИНТРУЗИВНЫХ КОМПЛЕКСОВ

Прежде чем приступить к характеристике магматизма интрузивных комплексов Восточного Забайкалья, приведем данные об интрузивных породах этого района (табл. 1).

На основании имеющихся материалов можно выделить четыре крупные эпохи магматических процессов: допалеозойскую, палеозойскую, мезозойскую и кайнозойскую.

ДОПАЛЕОЗОЙСКИЙ МАГМАТИЗМ

Эта эпоха магматизма, несомненно, была крупной и проявилась в архее и в протерозое, но магматические породы этой эпохи сохранились наименее всего — они переработаны позднейшими магматическими процессами и уничтожены неоднократными эрозионными процессами. В настоящее время допалеозойские образования встречаются в виде небольших участков среди более молодых образований, да и то их, несомненно, смешивают с палеозойскими и даже с мезозойскими, так как заключение о древнейшем возрасте исследователи обосновывают степенью метаморфизма, обычно не разбирая, при каких условиях произошло изменение пород.

В качестве древнейших магматических пород обычно выделяются ортогнейсы, мигматиты, ортоамфиболиты и др., но такой древний возраст их ничем не доказывается, и в комплекс древнейших магматических пород, вероятно, попадают и другие разновозрастные образования — каледонские, варисские и даже мезозойские. Это тем более возможно, что сами метаморфические свиты иногда вызывают сомнение в их древнейшем возрасте и что в них могли попасть контактово-метаморфизованные и в дальнейшем рассланцованные средне-верхнепалеозойские и даже мезозойские отложения.

ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ЭПОХА МАГМАТИЗМА

В палеозойской эпохе магматизма можно выделить две тектоно-магматические фазы (вернее два этапа): каледонскую и варисскую. Магматические породы первой из них, так же как и допалеозойские, сильно переработаны позднейшими магматическими процессами и в значительной степени уничтожены эрозией. Эти породы очень трудно распознавать. Их легко смешать, с одной стороны, с допалеозойскими, а с другой — с варисскими. Такое сходство является одной из причин большой дискуссии по вопросу о существовании каледонских интрузий вообще в Восточном Забайкалье. Сведения о них крайне ограничены. Некоторыми исследователями (С. А. Музылев и др.), остающимися, правда, в явном меньшинстве, они вообще отрицаются в Восточном Забайкалье. В пользу же каледонской тектоно-магматической фазы, как говорилось ранее, некоторые данные имеются. К комплексу каледонских интрузий мы относим гранито-гнейсы, гнейсо-граниты, ортогнейсы, основные гнейсы и катаклазированные граниты. Менее распространены более ос-

Таблица 1

Интрузивные породы Восточного Забайкалья

Магматические (интрузивные) комплексы (от молодых к древним)				Форма залегания	Глубинность	Названия массивов (магматических тел)
Геологический возраст	Наименование комплекса	Наименование группы	Петрографический состав (наименование пород)			
Послениженемеловой или нижнемеловой	Австрийский	Даамбулакская	Базальты, анамезиты, долериты, долериты пегматоидного типа, кварцевые сиениты (долерит-аплиты)	Покровы, интрузивные залежи	Поверхностные и приповерхностные образования	Даамбулакский, Иргицигский
Верхнеюрский	Верхнекиммерийский	Акатуевская	а) Сиенит-порфиры, диабазовые порфириты б) Сиениты, диорито-сиениты, монцониты	а) Дайки б) Штокообразные тела небольшой величины	Гипабиссальные	Не выделены
»	»	Запокровская	а) Гранит-порфиры, микродиориты, лампрофиры, порфириты б) Гранит-порфиры, микропегматитовые мезократовые граниты, гранодиориты, диориты, гранодиорит-порфиры	а) Дайки б) Штокообразное тело до 12 км²	»	»
»	»	Нижне-Ундинская	Гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры, диорит-порфиры, лейкократовые граниты, резко порфировидные адамеллиты	Дайки, штокообразные тела, плутоны средней величины	»	Сарбактуйский
»	»	Дарасунская	а) Кварцевые порфиры, фельзиты, гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры, диорит-порфириты, микродиориты, лампрофиры, диабазы б) Диориты, гранодиориты, габбро. Преобладают диориты	а) Дайки и мелкие неправильные тела б) Штокообразные тела, сильно вытянутые интрузии средней величины	» »	
»	»	Шахтаминская	а) Гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры, граносиенит-порфиры, лампрофировые порфириты, диорит-порфириты	а) Дайки и мелкие неправильные тела	»	Шахтаминский

Продолжение табл. 1

Магматические (интрузивные) комплексы (от молодых к древним)				Форма залегания	Глубинность	Названия массивов (магматических тел)
Геологический возраст	Наименование комплекса	Наименование группы	Петрографический состав (наименование пород)			
			б) Граносиениты, кварцевые диориты, граниты, габбро-монцониты	б) Трещинный плутон площадью около 250 $км^2$	Гипабиссальные	Шахтаминский
Верхнеюрский	Верхнекиммерийский	Сретенско-Желтугинская	а) Кварцевые порфиры, фельзиты, гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры, сиенит-порфиры, кварцевые диорит-порфириты, лампрофировые порфириты	а) Дайки и мелкие неправильные тела	»	Сретенский, Кара-Чачинский, Амуджиканский, Бугунтуевский
			б) Гигантски порфировидные адамеллиты, гранодиориты, кварцевые диориты. Преобладают первые	б) Трещинные плутоны площадью 200 — 300 $км^2$	»	
»	»	Куренгинская	а) Гранодиорит-порфиры, лампрофировые порфириты	а) Дайки	»	Усть-Куренгинский
			б) Сиенито-диориты, кварцевые диориты, гранодиорит-порфиры	б) Штокообразные тела	»	
»	»	Куку-Тологойская	а) Гранит-порфиры, кварцевые порфиры, гранодиорит-порфиры, кварцевые диорит-порфириты, микродиориты, диорит-порфириты, лампрофировые порфириты	а) Дайки и мелкие неправильные тела	»	Куку-Тологойский, площадью около 10 $км^2$, Сыпчугурский; Битуйский
			б) Гранодиориты—граносиениты, плагиограниты, гранодиорит-порфиры	б) Штокообразные тела	»	
Предверхнеюрский	Среднекиммерийский	Шерловогорско-Хапчерангинская	Кварцевые порфиры, фельзиты, липариты дациты, гранит-порфиры	Купола, штокообразные тела, дайки	Малоглубинные	Большая сопка Шерловой горы, Хапчерангинский шток, Сохондинский купол
Среднеюрский	Среднекиммерийский	Дурулгуево-Кукульбейская	Аплиты, пегматиты, аляскитовидные граниты, микрограниты, резкопорфировидные граниты, равномернозернистые граниты, гранодиориты, кварцевые диориты. Преобладают граниты повышенной кислотности. Встречаются гранит-порфиры как краевая фация	Трещинные плутоны средней и малой величины, от 1 $км^2$ и менее до 300—400 $км^2$	Гипабиссальные	Дурулгуевский, Кукульбейский, Букука-Белухинский, Зун-Ундурский, Соханайский, Спокойнинский, Богов утес, Урда-Таптанский, Дульдургинский, Адун-Чолонский, Шерловогорский, Хара-Норский и др.

Среднеюрский	Среднекиммерийский	Борщовочная (120 млн. лет)	Аплиты, пегматиты, кварцевые порфиры, аплитовидные граниты, микрограниты, лейкократовые граниты, биотитовые граниты, разнообразные контаминированные разности гранитов	Трещинные и одновременные со складчатостью плутоны величиной до 1 000 км² и более	Абиссальные	Борщовочный, Цаган-Олуевский, Газимуро-Шилкинский, Урюмо-Алеурский
Предъюрский	Нижнекиммерийский	Верхне-Ундинская	а) Аплиты, пегматиты, аплитовидные граниты, гранит-порфиры. Встречаются очень редко	а) Дайки	Абиссальные	Верхне-Ундинский, Даурский, Чикое-Чикоканский, Киркуно-Кыринский
			б) Микрограниты, аляскитоидные граниты, граниты, часто порфировидные, диориты. Резко преобладают порфировидные граниты	б) Плутоны большой величины—тысячи квадратных километров,— одновременные со складчатостью	»	
Верхнепалеозойский	Комплекс субщелочных и щелочных гранитоидов	Ульдургинская	Щелочные аплиты, аляскитоидные микрограниты, щелочные граниты, аляскитоидные гранаты	Плутон средней величины	»	Усуглейский, Кулиндинский, Аленгуйский
		Нерчуганская	Лейкократовые граниты и граносиениты со щелочной роговой обманкой, часто гранит-порфирового сложения	То же	»	
Верхний карбон-силур	Комплекс варисских гранитоидов		а) Аплиты, пегматиты, порфиры, порфириты, лампрофиры	а) Дайки	»	
			б) Аляскитоидные граниты, граниты, гранодиориты	б) Плутоны большой величины - тысячи квадратных километров,— одновременные со складчатостью	»	
То же	Комплекс основных пород		Диориты, габбро, нориты, лабрадориты, горнблендиты, пироксениты, перидотиты, серпентиниты	Плутоны средней и малой величины	»	
Силур-кембрий	Нижнепалеозойский		Разгнейсованные диориты и кварцевые диориты, диориты гнейсы, катаклазированные граниты, гранито-гнейсы, ортогнейсы	Плутоны большой величины — тысячи квадратных километров	»	
Докембрий	Допалеозойский		Ортогнейсы	Сохранились отдельные блоки плутонов	»	

новные разности — разгнейсованные и катаклазированные кварцевые диориты и диориты.

Наиболее четко каледонский интрузивный комплекс выражен в бассейне среднего течения р. Амазара и на левобережье р. Шилки, между рр. Лужанка и Горбица. В первом месте он выделен работами В. П. Каштанова в 1941 г., а во втором — работами Н. И. Фомина тоже в 1941 г. Сюда же относится древняя интрузия (от гранитов до диоритов), выделенная Е. В. Павловским и И. В. Лучицким в Газимурском районе. Она представлена главным образом гранито-гнейсами и менее разгнейсованными гранодиоритами, кварцевыми диоритами и диоритами. Комплекс значительно распространен в Даурском и Малханском хребтах. Несомненно, он проявляется и в других местах, но выделение его от гнейсированных варисских интрузий сопряжено с большими трудностями.

Нижняя возрастная граница каледонского интрузивного комплекса определяется прорыванием им древней (протерозой — нижний палеозой) метаморфической толщи, верхняя — варисскими интрузивными породами, которые прорывают породы данного комплекса. Более отчетливо взаимоотношения каледонских и варисских интрузивных пород выражены в Амазарском районе, где нет основания считать, что переходы между ними постепенные и что разгнейсованию подверглись варисские граниты. Наличие каледонских интрузий обусловливается также каледонской складчатостью, о которой говорилось выше.

Варисская тектоно-магматическая фаза выражена более определенно и более полно, но изучена крайне мало. На данной стадии изучения Восточного Забайкалья не представляется возможным расчленить магматические процессы этой фазы. Они начались внедрениями основных пород, давшими массивы средней и малой величины, затем сменились крупными разнообразными интрузиями гранитоидов; в конце фазы местами произошли мощные эффузии. Эти магматические процессы охватили, конечно, большой период времени, уточнить который не представляется возможным, но можно считать, что главное проявление их произошло в среднем и в верхнем карбоне — до перми, в гальку конгломератов которых попадают породы данной фазы.

Выделяются следующие комплексы:

1. Комплекс основных пород, представленный горнблендитами, пироксенитами, перидотитами, габбро, норитами, лабрадоритами и диоритами. Местами они значительно изменены, в результате чего возникли серпентиниты, амфиболиты и гнейсированные диориты.

2. Комплекс кислых пород, представленный гранитами и гранодиоритами, которые видоизменяются в зависимости от характера и количественного соотношения цветных компонентов, от структуры и текстуры. Хорошо выражены и имеют широкое распространение порфировидные разности.

3. Комплекс щелочных и субщелочных пород: сиениты и щелочные граниты — арфведсонитовые и эгирин-авгитовые.

Гранитоиды нередко в той или иной мере катаклазированы, а иногда разгнейсованы. Это значительно усложняет признаки для расчленения варисских от более древних гранитоидов.

Варисский возраст интрузий определяется по прорыванию основными и кислыми породами ильдиканской свиты (S_2—D_1), по прорыванию ими палеозойских песчаниково-сланцевых отложений, по находке гальки гранита и диорита в конгломератах перми и по прорыванию ультрабазитами и гранитами верхнесилурийских, нижне-среднедевонских и нижнекарбоновых отложений в Верхне-Амурском районе.

Варисские гранитоиды имеют значительное распространение, и трудно сказать, в какой части Восточного Забайкалья они имеют предпочти-

тельное развитие. Это тем более затруднено, что, как правило, на имеющихся картах они не выделены от каледонских и киммерийских интрузий.

МЕЗОЗОЙСКАЯ ЭПОХА МАГМАТИЗМА

В мезозое можно выделить четыре тектоно-магматические фазы: нижнекиммерийскую, среднекиммерийскую, верхнекиммерийскую и австрийскую. Наименее доказана первая, но вопрос о ее выделении ставится вполне обоснованно.

Собственно мезозойская магматическая деятельность началась после накопления в перми и триасе весьма мощных толщ морских однотипных терригенных осадков, измеряемых 10—20 *км*.

Интрузивные процессы в перми и триасе не известны. В это время происходили лишь небольшие излияния лав, сопровождаемые туфами. Изменение характера осадков в сторону большей грубости материала началось с юры, когда возникли местами, кроме того, условия для мощных отложений континентального типа, а это, естественно, было связано с тектоническими явлениями. Следствием последних было то, что нижнеюрские отложения в ряде мест ложились на дислоцированный палеозой и другие породы. Если к этому мы добавим, что между верхним триасом и юрой устанавливается несогласие, то нам, кажется, достаточно будет данных для того, чтобы допустить проявление здесь нижнекиммерийской складчатости, в сочетании с которой естественно предполагать магматические процессы.

Мезозойские магматические процессы с перерывами продолжались до верхнего мела. В верхней юре произошли мощные эффузии; эффузиями же закончились магматические процессы в верхнем мелу.

Нижнекиммерийская фаза

Гранитоиды этой фазы (нижнекиммерийский комплекс) еще не совсем доказаны, но уже имеется ряд данных для их выделения. Мы считаем, что в эту фазу образовались крупные одновременные со складчатостью интрузии, главным образом гранитоидов, но, к сожалению, мы еще не можем отличить их от среднекиммерийских одновременных со складчатостью гранитоидов.

К этой фазе мы относим верхнеундинские гранитоиды, представленные резкопорфировидными микроклиновыми гранитами и адамеллитами; редко среди них встречаются мелкозернистые граниты. Эти породы широко распространены возле Шахтаминского плутона, относящегося к верхнекиммерийским интрузиям.

Подобные гранитоиды (граниты, адамелиты) в тесной ассоциации с мелкозернистыми гранитами широко распространены между рр. Шилкой и Газимуром, в Верхне-Желтугинском и Амазарском районах, а также в Даурском хребте. Кроме названных пород, к этой фазе условно мы относим мезократовые и лейкократовые средне- и равномернозернистые граниты, слагающие большие площади. Эта интрузивная фаза закончилась серией аплитов, пегматитов и кварцевых жил.

В качестве доводов в пользу существования интрузивов этой фазы можно привести нижеследующее: 1) нахождение резкопорфировидных биотито-роговообманковых гранитов и лейкократовых гранитов, а также микрогранитов, весьма сходных с вышеупомянутыми гранитоидами, в виде гальки и валунов в базальных конгломератах нижне-среднеюрских отложений района Шахтамы; 2) прорывание гранитоидами песчаниково-сланцевых толщ, относимых к верхнему палеозою или к триасу, в районе Тарбальджея и Харалги, где был найден *Xenopsis* sp.; 3) установление Н. О. Хомизури в Монгольской Народной Республике, вблизи нашей границы (верховья р. Онона), прорывания верхней перми резко-

порфировидными микроклиновыми гранитами, слагающими крупный плутон; 4) абсолютный возраст Заганской группы пород определен в 170 млн. лет.

Среднекиммерийская фаза

Эта фаза является одной из мощных интрузивных фаз Восточного Забайкалья. Интрузии этой фазы далеко еще не расшифрованы. Почти не приходится сомневаться в том, что в эту фазу возникли крупные одновременные со складчатостью интрузии гранитоидов, которые мы, к сожалению, не можем отличать от нижнекиммерийских. Кроме того, в эту же фазу, но после главных пликативных дислокаций, в связи с возникновением разломов (вертикальных или наклонных) произошло внедрение трещинных интрузий, на которых здесь мы только и остановимся.

Под трещинными интрузиями мы подразумеваем не только те интрузии, которые заполняют открытые трещины, как, например, дайки, но и интрузии, расположение которых в пространстве было предопределено ослабленными зонами, разломы которых служили каналами для продвижения магмы. Вопрос о завоевании последней пространства не решается только приоткрыванием трещин; оно шло особыми путями, которые сложны и далеко еще не познаны. Не малую роль при этом играли процессы ассимиляции вмещающих пород и явления типичной гранитизации в большом масштабе. Приуроченность интрузий к тектоническим зонам определяет расположение их в ряды, обычно северо-восточного направления. Групповое же распределение интрузий, вероятно, связано с пересечением зон разрывов разного направления.

Трещинные интрузии (среднекиммерийский комплекс) данной фазы имеют сложное строение и состоят из различных по составу и структуре гранитоидов, формировавшихся, вероятно, в несколько подфаз и на разной глубине. В настоящее время мы выделяем три интрузивные группы — Борщовочную, Дурулгуево-Кукульбейскую и Шерловогорско-Хапчерангинскую, образование которых, возможно, относится к трем подфазам. Интрузии этих групп несомненно связаны с одним и тем же магматическим очагом и близки по времени образования. В пределах же подфаз формирование пород происходило в несколько этапов.

Наиболее глубинными (и более ранними) являются породы Борщовочной группы, слагающие плутоны до 1000 *км*^{2} и больше.

Эта группа наиболее полно изучена на примере Борщовочного плутона экспедицией Ленинградского горного института под руководством Н. А. Авдонцева.

Борщовочный плутон имеет протяжение до 150 *км* при ширине до 20 *км*. Он формировался в пределах крупной, весьма сложной зоны разрывов, проходящей вдоль антиклинала и ограниченной двумя крупными разломами северо-восточного направления — Ундинским и Шилкинским. Ундинский разлом прослежен на протяжении до 150 *км*. Он крутой, имеет падение к юго-востоку.

Формирование плутона произошло в несколько этапов. К раннему этапу принадлежат разгнейсованные гранитоиды, залегающие в различных частях зоны разрывов. К следующему этапу относятся порфировидные и равномернозернистые биотитовые граниты, в ассоциации с которыми находятся мелкозернистые биотитовые граниты. Далее следовали лейкократовые, пегматоидные граниты и, наконец, аплиты и пегматиты. Аплиты и пегматиты распространены весьма широко. Очень характерны сложность строения плутона, пестрота по составу и структуре пород, его слагающих. Интенсивно выражены процессы гранитизации (ассимиляции) вмещающих песчаниково-сланцевых толщ, хотя, по твердому убеждению работников названной экспедиции, плутон образован путем

нескольких внедрений магмы. Отчетливо выражены процессы переработки гранитов и превращения их в аплит-пегматитовые образования. Типичные гидротермальные процессы, сопровождающиеся развитием рудных образований, в этих интрузиях выражены слабо, и мы не знаем связанных с ними промышленных рудных месторождений (олова, вольфрама и других металлов). Известны лишь небольшие проявления железа, сульфидов, олова. Абсолютный возраст этого комплекса определен в 120 млн. лет (верхи J_2).

Менее глубинными и, возможно, более поздними являются породы Дурулгуево-Кукульбейской группы, слагающие плутоны меньшей величины. Образование интрузий этой группы также сопровождалось ассимиляцией и перекристаллизацией вмещающих пород, но это выражено менее интенсивно и менее широко, а нередко просто незаметно. Местами интенсивно проявлены пегматитовые образования, возникшие в основном за счет перекристаллизации гранитов.

Интрузивные породы этой группы имеют широкое распространение в Восточном Забайкалье. Возраст их определяется по прорыванию ими нижне-среднеюрских отложений в Кукульбейском и Букука-Белухинском районах. Верхняя возрастная граница не совсем точно определена. Ясно, что это дотургинские (Cr_1) интрузии, так как на них трансгрессивно залегают тургинские отложения (Дурулгуевский район). Известно также (по данным Н. В. Шталь), что эти породы в Ононском районе прорезаются большим количеством даек, связанных с Бугунтуевским плутоном, относящихся к верхнекиммерийскому комплексу. Дополнительно к этому можно отметить, что адамеллиты бугунтуевского комплекса являются совсем не катаклазированными породами, хотя они лежат в зоне разломов, тогда как граниты Дурулгуевской группы в той или иной мере катаклазированы, причем местами это сильно выражено. Доказано, что Борщовочный плутон прорывается сретенскими гранитами (по данным Н. А. Авдонцева).

Таким образом, мы можем утверждать, что интрузии Дурулгуево-Кукульбейской группы являются среднекиммерийскими, но, как уже говорилось, возможно, несколько более поздними, чем интрузии Борщовочной группы. Во всяком случае они менее глубинные, чем Борщовочные.

Эта группа пород формировалась в несколько этапов, из которых можно выделить четыре основных: два этапа образования плутонов средней величины (до нескольких сотен квадратных километров) и два этапа внедрения интрузий меньшей величины (штокообразных тел, даек и пр.), хотя аляскитоидные граниты иногда слагают тела средней величины (Чикойский район). К пятому этапу можно отнести образование аплитов, пегматитов, иногда весьма обильных, и, наконец, к шестому — образование кварцевых жил, пустых или рудоносных (олово, вольфрам и др.). Каждый этап в свою очередь можно подразделись на стадии.

В первый этап произошло образование диоритов, кварцевых диоритов, гранодиоритов и адамеллитов, которые нередко порфировидны, но не так сильно, как граниты следующего этапа. Возникновение этих пород связано в основном с ассимиляцией кислой гранитной магмой вмещающих пород.

Во второй этап последовало внедрение гранитов повышенной кислотности, нередко приобретающих лейкократовый облик. Имеются две разновидности гранитов: резко- и гигантопорфировидные и равномернозернистые, из которых первые являются более распространенными. Те и другие граниты, вероятно, образовались в две различные стадии второго этапа.

В третий этап последовало внедрение мелкозернистых, реже среднезернистых, гранитов, образующих небольшие штокообразные тела, а также дайки и пр.

В четвертый — произошло образование аляскитоидных гранитов, слагающих то обособленные тела (Богов утес и др.), иногда достигающие значительных размеров, то участки той или иной величины среди гранитов второго и третьего этапов. Возникновение некоторых аляскитоидных (пегматоидных) гранитов, вероятно, связано с постмагматическими процессами.

Как видно из описания, эта группа по условиям образования и составу имеет значительное сходство с предыдущей. Основным отличием ее являются меньшая сложность строения плутонов, более четко выраженные этапы формирования, резче выраженная порфировидность пород и иная металлоносность.

Описываемая группа по-разному проявилась в тех или других местах. Имеются плутоны, сложенные почти всеми разновидностями данной группы (Дурулгуевский, Кукульбейский) с теми или иными колебаниями по количеству. В других местах проявлены все этапы, за исключением первого (Спокойнинский плутон). В третьих — проявлен преимущественно второй этап (Саханайский плутон). В четвертых — только четвертый этап (Богов утес) и т. д.

С этой группой связано вольфрамовое и оловянное (касситерито-кварцевого типа) оруденение, которое последовало в конечную стадию ее формирования.

Еще менее глубинной является Шерловогорско-Хапчеранги нская группа, породы которой образовывались в приповерхностных условиях, а иногда даже на поверхности (типичные эффузивные образования). По возрасту эта группа несколько моложе предыдущей, но относится к одной и той же тектоно-магматической фазе, интрузивные процессы которой стали сменяться эффузивными. Последние достигли максимального развития в верхней юре.

Эта группа представлена кварцевыми порфирами, гранит-порфирами, липаритами, фельзитами; местами проявлены туфы и туфобрекчии.

К этой группе мы относим кварцевые порфиры Большой сопки Шерловой горы. Хотя эти породы наиболее правильно рассматривать как экструзивные, но по существу их можно относить к приповерхностным, застывшим на такой небольшой глубине, что магма прорывалась на поверхность, давая купола и сопровождаясь туфами и вулканическими брекчиями.

Эти порфиры по составу и акцессорным минералам весьма сходны с гранитами Шерловогорского плутона, которые мы параллелизуем с адунчолонскими гранитами, а последние несомненно относятся к Дурулгуево-Кукульбейской группе. Эти порфиры, наиболее вероятно, несколько моложе названных гранитов, но нет никаких оснований сильно отрывать их во времени от шерловогорских гранитов. Более молодой возраст их по сравнению с указанными гранитами еще мало доказан, но об этом можно судить по наличию обломков роговиков в туфах и туфобрекчиях этих порфиров. Эти обломки роговиков, наиболее вероятно, попали из ореола роговиков Шерловогорского плутона, так как они весьма сходны с ними и пространственно близки.

С этими кварцевыми порфирами связано оловянное оруденение сопки Большой и Турмалинового отрога Шерловой горы, которое можно отнести к касситерито-сульфидному типу, вернее к переходному от касситерито-кварцевого к касситерито-сульфидному. С шерловогорским гранитом, так же как и с адунчолонским, нужно связывать оловянное оруденение касситерито-кварцевого типа.

К этой же группе мы относим интрузии Хапчеранги — гранит-порфиры, кварцевые порфиры, липариты, слагающие небольшие интрузивные тела, а также липариты и фельзиты, образующие эффузивные тела. Подобные породы известны возле Тарбальджея, Цохондо и в других

местах. Местами в этой группе появляются породы более основного состава — гранодиорит-порфиры.

В районе Хапчеранги микроскопически и путем протолочки пород доказана связь касситерита (типа деревянистого олова) с липаритами (А. И. Волженков и Е. В. Копченова).

Имеющихся данных достаточно, чтобы сказать, что с этой группой пород связано оловянное оруденение касситерито-сульфидного типа.

О возрасте названных пород судить трудно, но имеются указания В. М. Сергиевского на то, что кварцевые порфиры Хапчеранги прорывают эффузивную толщу, относимую им к верхнеюрскому возрасту; другие исследователи относят ее к J_{2-3}. Известно, что гранит-порфиры Цохондо прорывают дациты, которые относятся к J_{2-3}. Таким образом, возраст Шерловогорско-Хапчерангинской группы поднимается до верхнеюрского. Во всяком случае, некоторые интрузии этой группы моложе эффузивов.

Верхнекиммерийская фаза

Эта магматическая фаза совпадает с периодом почти полного замыкания мезозойской геосинклинали, когда возникли крупные разломы и ослабленные зоны главным образом в краевых частях геосинклинали и реже в центральных ее частях. Направление разломов и зон в основном северо-восточное, ему подчинено северо-западное простирание. Они контролировали внедрение магмы и распределение рудных образований.

В эту фазу неоднократно проявлялись как интрузивные, так и эффузивные процессы.

Она отделяется от предыдущей фазы интенсивными эффузивными процессами, в результате которых возникла мощная вулканогенная толща, состоящая из разнообразных эффузивов — от базальтов до липаритов — при значительном участии кластических пород: туфов, туфопесчаников, конгломератов и сланцев. Эта толща относится к верхней юре; возраст ее определяется по эстериям, пелециподам и растительным остаткам, но нет уверенности, что эффузивные процессы в Восточном Забайкалье начались в верхней юре: можно допустить и несколько более раннее их начало (предверхнеюрское время).

Эффузивные процессы с перерывами продолжались в течение всей верхней юры, мела и позднее до четвертичного периода включительно. В эту фазу неоднократно проявились интрузивные процессы, находившиеся, вероятно, в тесной связи с эффузивными.

В отличие от магматических пород предыдущей фазы, характеризующихся в целом кислым и ультракислым составом, интрузивные породы данной фазы более разнообразны; они имеют преимущественно средний состав — диоритовый, гранодиоритовый, с отклонением как в сторону кислых (до гранитов), так и в сторону основных (до диабазов). Кроме этого, выражена субщелочная ветвь — сиениты и даже типичные щелочные породы. Такой же состав, в общем, имеют излившиеся породы. На последних здесь мы останавливаться не будем, а будем говорить только об интрузивных процессах, причем дадим их общую характеристику, так как на данной стадии изученности мы, в сущности, не можем расчленить их на отдельные подфазы. Наметим лишь общую последовательность развития магматизма (интрузивных процессов) этой фазы.

Верхнекиммерийские интрузии (верхнекиммерийский комплекс) весьма многочисленны и разнообразны по составу, структуре, а также по величине. Интрузивные породы этого времени можно объединить в один комплекс, развитие которого еще далеко не расшифровано. Оно несомненно находится в непосредственной связи с развитием зон разрывов (ослабленных зон). Распределение интрузий зависит от времени

возникновения зон, их характера и протяжения по простиранию и в вертикальном направлении, а также, вероятно, от пересечения зон различного направления. Все интрузии следует относить к трещинным. Начальные внедрения представлены малыми телами гранодиоритов, диоритов и сиенито-диоритов, сопровождающимися сериями дайковых пород разнообразного состава, от гранит-порфиров до спессартитов. Величина тел измеряется единицами квадратных километров и первыми десятками квадратных километров (Усть-Куренгинский и др.). Эти интрузии образуют группу, которую мы называем Куренгинской. С ней имеется основание связывать золотое оруденение (Куренгинское месторождение возле г. Сретенска). Эта группа пород, вероятно, является связующей верхнекиммерийские и среднекиммерийские интрузии. К ней близки Куку-Тологайская и другие группы.

Позже этого последовало внедрение плутонов средней величины, сложенных из адамеллитов и граносиенитов при подчиненном количестве других пород. Это Сретенский, Кара-Чачинский, Амуджиканский и Шахтаминский плутоны, измеряемые первыми сотнями квадратных километров. С формированием этих плутонов в результате дифференциации магмы при их остывании тесно связаны аплиты и аплит-граниты, образующие дайки и линзообразные тела и редко пегматиты. Спустя какой-то промежуток времени последовало внедрение мелких порций магмы, давших серии даек и малых неправильных тел разнообразного состава от кварцевых порфиров до габбро-порфиритов, но с преобладанием пород среднего состава — микродиоритов, диорит-порфиритов, гранодиорит-порфиров, сиенит-порфиров, лампрофиров и пр. Эти малые интрузии явно родственны плутонам средней величины и моложе их по возрасту, так как в ряде мест явно их пересекают. Наряду с этим имеются малые интрузии того же (но чаще кислого) состава, являющиеся апофизами плутонов средней величины. Можно допускать еще одну подфазу малых интрузий подобного же состава, но представленных в основном дайками, тесно связанными с эффузивами. Эти породы лучше сохранились в пределах Приаргунского (полиметаллического) пояса. С ними связаны месторождения полиметаллической группы, а также, вероятно, сурьмяно-ртутная минерализация.

Все эти породы совместно образуют обособленный комплекс, характеризующий данную фазу. Среди этих интрузий мы выделяем шесть групп, из которых наиболее широкое распространение имеет Сретенско-Желтугинская. Все эти группы несомненно родственны друг другу, и некоторые из них можно было бы объединить. Соотношения между группами пород неясны, и только соотношение Сретенско-Желтугинской с Куренгинской достаточно отчетливое. Возле г. Сретенска достаточно убедительно доказано прорывание сретенскими адамеллитами пород Куренгинской группы. Со Сретенско-Желтугинской группой связано молибденовое и золотое оруденение (Давендинское, Амуджиканское, Пильненское, Ключевское, Дмитриевское и другие месторождения). С Куренгинской группой связано небольшое золотое оруденение (кварцевые жилы у устья Куренги).

Геологическое положение других групп по отношению к вышеназванным неясное. В табл. 1 мы их расположили, не придерживаясь строго последовательности образования. Не приходится сомневаться, что некоторые группы, а может быть большая их часть, являются фациями одной и той же магматической деятельности.

Из таблицы видно, что многие из групп весьма сходны с Акатуевской и Запокровской группами пород, с которыми генетически связаны типичные полиметаллические месторождения.

Формирование группы трех- и реже четырехэтапное: интрузии средней величины, малые интрузии (дайки, штокообразные тела и пр.) и, наконец, рудоносные жилы. Этапы разделены какими-то промежут-

ками времени, в течение которых были подновлены разломы и из глубины поднимались новые порции магмы, а также гидротермы.

Куку-Тологойская группа. Первый этап представлен гранодиоритами — граносиенитами, плагиогранитами, гранодиорит-порфирами. Второй этап — гранит-порфирами, кварцевыми порфирами, гранодиорит-порфирами, кварцевыми диорит-порфиритами, микродиоритами, диорит-порфиритами, лампрофировыми порфиритами. Третий этап — кварцево-турмалиновыми и кварцевыми жилами.

Куренгинская группа представлена гранодиоритами, кварцевыми диоритами, кварцевыми сиенито-диоритами, образующими тело площадью в несколько десятков квадратных километров, и серией даек гранит-порфиров, гранодиорит-порфиров, лампрофиров и др. Конечным этапом являются кварцевые золотоносные жилы.

Сретенско-Желтугинская группа. Первый этап представлен гигантски-порфировидными адамеллитами и граносиенитами, реже крупнозернистыми гранодиоритами. В небольшом количестве развиты аплиты и аплитовидные граниты, образующие жилы и дайки; пегматиты весьма редки. Различные породы первого этапа возникли в результате диференциации магмы при образовании плутонов. Величина последних достигает 200—300 *км*² (Сретенский, Кара-Чачинский, Амуджиканский, Сбегинский и некоторые др.).

Второй этап представлен малыми интрузиями, образующими дайки, а также тела штокообразной и иной формы, сложенные разнообразными породами: гранит-порфирами, гранодиорит-порфирами, кварцевыми диорит-порфиритами, микродиоритами и лампрофировыми порфиритами, лампрофирами и реже кварцевыми и фельзитовыми порфирами, габбро-порфиритами, диабазами и породами из группы сиенита. Как исключение, встречены эгириновые гранит-порфиры (грорудиты).

Третий этап — кварцево-турмалиновые и кварцевые жилы с золотом, молибденом и другими металлами.

Шахтаминская группа. Первый этап — своеобразные граниты, промежуточные между гранитами и гранодиоритами и близкие к граносиенитам. Они слагают Шахтаминский плутон площадью до 250 *км*² и другие тела меньшей величины. В краевых частях в небольшом количестве встречаются монцониты и габбро-монцониты. В качестве диференциатов граносиенитов незначительно распространены аплиты и еще менее пегматиты.

Второй этап — многочисленные дайки, а также мелкие неправильные тела гранодиорит-порфиров, граносиенит-порфиров, гранит-порфиров, кварцевых диорит-порфиритов, лампрофиров и др. Третий этап — рудоносные жилы.

Дарасунская группа. Первый этап — гранодиориты, кварцевые диориты, диориты, кварцевые монцониты, изредка габбро, образующие тела различной величины то изометричные площадью от 1 до 200 *км*², то сильно вытянутые длиною до 10—18 *км* и мощностью до 1 *км*.

Второй этап — многочисленные дайки и мелкие неправильные тела гранодиорит-порфиров, микродиоритов, диорит-порфиритов, сиенит-порфиров, гранит-порфиров, кварцевых порфиров, лампрофиров, диабазов и др. Третий этап — рудоносные жилы.

В Джалиндинском районе мы выделяем четыре этапа формирования подобной группы пород. Более ранний этап — образование интрузии площадью до 200 *км*² гранодиоритового состава. Второй этап — гранодиорит-порфиры и кварцевые диорит-порфириты, образующие тела площадью в несколько десятков квадратных километров. Третий этап — сложная серия даек и мелкие неправильные тела адамеллит-порфиров, гранодиорит-порфиров, кварцевых монцонит-порфиров, диабазовых порфиритов и др. Четвертый этап — рудоносные жилы.

Нижне-Ундинская группа. Представлена резкопорфировидными адамеллитами сретенского типа и лейкократовыми гранитами, образующими тела в 100—200 *км*². К этой же группе относятся, кроме того, малые тела диорит-порфиритов, гранодиорит-порфиров, гранит-порфиров и др.

Из приведенного видно, насколько разнообразны по величине, форме и составу верхнекиммерийские интрузии. Но одной общей характерной чертой их является резкое преобладание пород среднего состава и частое отклонение к группе сиенита. Не менее характерной особенностью их является наличие, хотя и в небольшом количестве, типичных щелочных пород. Возможно, при дальнейшем изучении окажется, что они встречаются гораздо чаще. Особенностью этих интрузий является почти полное отсутствие нормальных гранитов и, тем более, гранитов повышенной кислотности, весьма характерных для среднекиммерийских интрузий, с которыми связано вольфрамо-оловянное оруденение. Аплиты в верхнемезозойских интрузиях встречаются редко, а пегматитов почти нет. Эти интрузии по составу отличаются значительной гибридностью.

Верхнемезозойские интрузии являются типичными гипабиссальными, а некоторые из них застыли в приповерхностных условиях. Магма местами прорывалась на поверхность, давая типичные эффузивные тела. Местами мы с трудом можем различать интрузивные разности от эффузивных, и еще труднее там определять последовательность образования тех или других пород. Чаще замечается пересечение более основных разностей более кислыми, но наблюдаются и обратные соотношения.

С данными интрузивными процессами мы связываем молибденовое и золотое оруденение, причем то и другое проявлялось, вероятно, неоднократно в течение формирования интрузии. С ними же мы связываем полиметаллическое оруденение, находящееся в той или иной связи с золотом.

О возрасте интрузий можно судить по нижеследующему:

1. Гранитоиды Куку-Тологойской группы, по данным М. А. Ивашенко, прорывают верхнеюрскую вулканогенную толщу и в виде гальки встречаются в базальных конгломератах тургинской свиты.

2. Гранодиориты Туринской группы прорывают и метаморфизуют вулканогенную свиту, которую, по аналогии с другими районами, следует отнести к верхней юре (А. А. Арсеньев и Е. Н. Нечаева). Это та вулканогенная свита, которая имеет широкое распространение в Восточном Забайкалье и всеми исследователями относится к J_3.

3. Микродиориты и диорит-порфириты Дарасунской группы прорывают вулканогенную свиту в Хайкинском районе (р. Хайкина, правый приток р. Нерчи). Указанную вулканогенную свиту наиболее вероятно относить к J_3, так же как и в Туринском районе. В том же районе вулканогенная свита подвержена сильному гидротермальному изменению с рассеянным молибденитом. В ней же проходят жилы с молибденитом.

4. Шахтаминские граносиениты прорывают и метаморфизуют нижнесреднеюрскую песчаниково-сланцевую толщу.

5. Породы типа гранодиорита, слагающие тела средней величины, в районе с. Доно прорывают среднеюрские отложения.

6. Габбро прорывают песчаниково-сланцевую толщу верхнеюрского возраста в низовьях р. Амазара.

7. Илинское золоторудное месторождение формировалось после излияния эффузивов, которые, наиболее вероятно, относятся к J_3.

8. Сретенские граниты прорывают лейкократовые и биотитовые граниты, относимые нами к нижнекиммерийскому возрасту, о чем можно судить по ксенолитам лейкократовых гранитов в адамеллитах Амуджиканского месторождения. Те же граниты прорывают Борщовочный плутон, возраст которого, наиболее вероятно, относится к верхам J_2.

9. Галька гранит-порфиров, весьма сходных с гранит-порфирами данных интрузий, встречена П. М. Пекариным в конгломератах, относимых к тургинской свите (р. Нерча).

10. Дайки гранит-порфиров и кварцевых порфиров, по данным В. П. Доненко, в Верхне-Олекминском районе прорывают эффузивы, относимые к верхней юре.

Из вышеописанного следует, что формирование верхнекиммерийских интрузий происходило в основном после главного периода эффузивных процессов, относимого к J_3, и закончилось до нижнего мела. Более же правильно, пожалуй, считать, что интрузии в общем одновременны с эффузивами, причем те и другие проявились в несколько подфаз. Поэтому возможны различные сочетания интрузий с эффузиями.

Наиболее вероятно, к этому же комплексу относятся монцониты, которые в виде даек секут базаниты, входящие в группу базальтов (пос. Осинский на правом берегу р. Чикоя).

Австрийская фаза

Эта фаза проявлена в большей степени эффузивами основного и кислого состава (базальты, андезито-базальты, андезиты, липариты и др.) и в меньшей степени приповерхностными интрузиями, имеющими тесную связь с эффузивами.

Мы выделяем одну группу этих пород (Даамбулакскую), изученную М. А. Иващенко в Ново-Дурулгуевском районе. Она представлена приповерхностными пластовыми телами долеритов, прорывающих и метаморфизующих тургинскую свиту (Cr_1), покровами базальтов и дифференциатами той же магмы — крупнозернистыми лейкократовыми долеритами пегматоидного типа, образующими обособления в телах долеритов, и кварцевыми сиенитами, представляющими аплитовидные дифференциаты той же магмы. Эти породы светлосерые, мелкозернистые, лейкократовые. Они залегают в виде отчетливых жил в долеритах пегматоидного типа. Встречаются гибридные разности монцонитового типа. С этим комплексом связаны силификация пород, пиритизация и незначительное серебряное оруденение. В долеритах пегматоидного типа имеются скопления ильменита, магнетита и незначительное количество колумбита.

КАЙНОЗОЙСКАЯ ЭПОХА МАГМАТИЗМА

Кайнозойская эпоха магматизма нам известна только по излияниям основной и кислой магмы вдоль разломов, которые зародились еще в мезозое, а может быть раньше, и неоднократно подновлялись. Это — излияние базальтов, липаритов и пр.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕТАЛЛОНОСНОСТИ И РУДНЫХ КОМПЛЕКСОВ

Прежде чем приступить к характеристике металлоносности и рудных комплексов Восточного Забайкалья, приведем данные о минеральных образованиях этого района (табл. 2).

Восточное Забайкалье является одним из давно известных районов Советского Союза и отличается богатством, а также разнообразием полезных ископаемых. Это один из старейших районов по добыче золота; в нем выявлены многочисленные месторождения редких металлов — олова, вольфрама и молибдена; давно известны и некогда широко разрабатывались полиметаллические месторождения. Наконец, известны небольшие проявления сурьмы, ртути и других металлов. Резко бросается в глаза бедность их медью, а также марганцем. Железо представлено довольно многочисленными, но сравнительно небольшими по масштабу месторождениями.

Наименование рудного комплекса	Название рудной группы	Типы минеральных образований (от молодых к древним)	Генетические группы (температурные, глубинные)		Связь с магматическими породами
Австрийский	Даамбулакская	а) Силицифицированные и карбонатизированные зоны и участки	Эпи-мезотермальные		Связаны с Даамбулакской группой магматических пород
		б) Гематито - марганцево - кварцевые образования			
		в) Вкрапленность магнетита, ильменита, колумбита в долеритах пегматоидного типа			
Верхнекимме рийский	Балейская	а) Кварцево - хальцедоно - карбонатные б) Антимонито-кварцевые в) Кварцевые с золотом г) Зоны окремнения	Эпитермальные	Малоглубинные образования	Интрузивные породы не установлены
	Шилкинско-Заводская	а) Антимонито-кварцевые б) Полиметаллические в) Пирито-кварцевые	Эпи-мезотермальные		Минеральные образования связаны со Сретенско-Желтугинской группой интрузивных пород
	Акатуевская	а) Халцедоно-кварцевая б) Флюорито-кварцевая в) Кварцевые образования с антимонитом и флюоритом г) Кварцево - сульфидные (полиметаллические) д) Карбонатно-сульфидные е) Кварцево-висмутовые ж) Турмалино-кварцевые с железным блеском	От эпитермальных до гипотермальных		Связаны с акатуевскими интрузивными породами
	Запокровская	а) Кварцевые б) Кварцево - полиметаллические в) Кварцево-пирито-арсенопиритовые	Мезо-гипотермальные		Связаны с Запокровской группой интрузивных пород
	Кличкинская	а) Кварцевые б) Кварцево-сульфидные в) Карбонатно-сульфидные г) Силикатно-сульфидные д) Силикатные	Мезо-гипотермальные		Связаны с Запокровской группой интрузивных пород

Таблица 2

Восточного Забайкалья

Геологический возраст	Минералогический состав	Форма залегания	Названия месторождений
Послениж-немеловой или нижнемеловой	а) Железистый карбонат, халцедоновидный кварц, кварц, пирит (мало), гидроокислы марганца. Спектрально определено до 1% бария, до 0,1% кобальта, следы стронция. Химически определено серебро	а) Зоны дробления в тургинских песчаниках и сланцах на контактах с базальтами и анамезитами	Даамбулакское
	б) Гематит, псиломелан-вад, кварц, окислы свинца	б) Зона дробления в палеозойской песчаниково-сланцевой толще	
	в) Магнетит, ильменит, колумбит	в) Неправильные тела	
То же	а) Гребенчатый кварц, халцедон, карбонаты, флюорит, сульфиды (мало) б) Халцедоновидный кварц, полумолочный кварц, антимонит в) Кварц полумолочный, золото г) Темный халцедон, пирит (мало), арсенопирит (мало)	Жилы и прожилки	Балей
Верхнеюрский	а) Халцедоновидный кварц, антимонит б) Кварц, арсенопирит, галенит, сфалерит в) Кварц, пирит	Тела неправильной формы, гнезда	
То же	а) Халцедоновидный кварц б) Плотный кварц, антимонит, флюорит в) Тонкозернистый кварц, арсенопирит, пирит, сфалерит, галенит и незначительное количество халькопирита, блеклых руд и пираргирита д) Карбонаты (родохрозит, манганан-керит, кальцит), арсенопирит, кварц, сфалерит, пирит	Жилы, неправильные тела, гнезда	
	е) Кварц, висмут, арсенопирит, золото ж) Кварц, турмалин, железный блеск	Жилы и неправильные тела	
„ „	а) Кварц, кальцит, пирит (мало) б) Кварц, анкерит, турмалин (мало), галенит, сфалерит, арсенопирит (мало) в) Кварц, пирит, арсенопирит, актинолит-тремолит, турмалин	То же	Запокровское, Покровское, Гурулевское, Зоргольское, Мульдойское, Ново-Култуминское
„ „	а) Кварц, кальцит б) Кварц, флюорит, галенит, сфалерит, барий в) Кварц, анкерит, сидерит, доломит, пирит, арсенопирит, халькопирит, тетраэдрит г) Серицит, хлорит, топаз, бертрандит, турмалин, флюорит, арсенопирит, пирротин, пирит, сидерит д) Аксинит, диопсид, пирротин	„ „	Кличкинская группа

Наименование рудного комплекса	Название рудной группы	Типы минеральных образований (от молодых к древним)	Генетические группы (температурные, глубинные)		Связь с магматическими породами
Верхнекиммерийский	Александро-Заводская	а) Кварцево-халцедоновые б) Доломитовые в) Карбонатно-полиметаллические г) Кварцево-турмалиновые	Эпи-гипотермальные	Малоглубинные образования	
	Смирновская	а) Киноварные б) Карбонатно-сульфидные в) Полиметаллические г) Полиметаллически - оловянные д) Магнетито - кварцево-пиритовые е) Кварцево-турмалиновые	Эпи-гипотермальные		
	Дарасунская	а) Кварцево-карбонатные б) Кварцево-антимонитовые в) Кварцево-полиметаллические г) Кварцево-молибденовые д) Кварцево - турмалино-пиритовые	Мезо-гипотермальные	Среднеглубинные образования	Связаны с Дарасунской группой интрузивных пород
	Шахтаминская	а) Кварцево-халцедоно-карбонатные б) Кварцево - молибденито-полиметаллические в) Кварцево - молибденитовые г) Кварцево-пиритовые с ванадием	Мезо-гипотермальные		Связаны с Шахтаминской группой интрузивных пород
	Ключевская	а) Кварцево-карбонатные б) Кварцево-сульфидные в) Кварцево - молибденитовые г) Кварцево-турмалиновые			Связаны со Сретенско-Желтугинской группой пород

Геологический возраст	Минералогический состав	Форма залегания	Названия месторождений
Верхнеюрский	а) Плотный роговиковый кварц, халцедон, марказит б) Доломит, кальцит, анкерит, кварц, арсенопирит, касситерит, сфалерит, галенит, буланжерит, тетраэдрит в) Манган-сидерит, анкерит, кварц, доломит, пирит, сфалерит, халькопирит г) Кварц, турмалин, пирит, шеелит	Жилы и неправильные тела	Александро-Заводская, Алгачинская, Чупинская группы, Почекуевское
То же	а) Киноварь, халцедоновидный кварц, пирит (?) б) Кальцит, буланжерит, маухерит в) Арсенопирит, пирит, галенит, сфалерит, тетраэдрит, кварц, турмалин игольчатый, золото г) Кварц, доломит-анкерит, турмалин игольчатый, серицит, касситерит, галенит, сфалерит, пирит, буланжерит, арсенопирит д) Марганцовистые железняки, кварц, сера, магнетит, пирит, гематит е) Кварц, турмалин, пирит, арсенопирит	Жилы, прожилки Короткие линзы, трубчатые тела, гнезда Линзообразные гнезда, пластовые залежи, прожилки	Смирновское, Михайловское, Благодатское, Мальцевско-Килгинское, Трехсвятительское, Ильдиканское, Екатерининское, Преображенское
„ „	а) Кварц, халцедоновидный кварц, карбонаты, флюорит, золото б) Кварц, антимонит, карбонаты, золото в) Кварц, арсенопирит, пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, фальэрц, джемсонит, бурнонит, золото г) Кварц, молибденит, пирит д) Кварц, турмалин, пирит, арсенопирит, золото, гематит	Жилы простые и сложные	Дарасунское, Огикуйское, Восходское, Кировское, Ольдойское Битуйское, Сыпчугурское
	а) Кварц, халцедоновидный кварц, халцедон, карбонаты, пирит (мало) б) Кварц, пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, тетраэдрит, молибденит в) Кварц, молибденит, пирит, халькопирит, золото г) Кварц, пирит, ванадинит, чиллагит д) Кварц, шеелит, висмутин, золото е) Кварц, турмалин, гематит, пирит (мало)	Жилы	Шахтаминское, Ивановское, Топкушка
„ „	а) Кварц, халцедоновидный кварц, карбонаты, пирит (мало) б) Кварц, пирит, халькопирит, галенит, висмутин, шеелит, турмалин, золото в) Кварц, молибденит, пирит, халькопирит, золото г) Кварц, турмалин, золото, молибденит (мало), пирит (мало)	Жилы и неправильные тела	Ключевское, Давендинское, Костромихинское, Большое Кудечинское, Золотологинское, Амуджиканское

Наименование рудного комплекса	Название рудной группы	Типы минеральных образований (от молодых к древним)	Генетические группы (температурные, глубинные)		Связь с магматическими породами
Среднекиммерийский	Хапчерангинская	а) Кварцево-карбонатные б) Полиметаллические в) Кварцево-хлорито-пирротиновые г) Кварцево - арсенопиритовые д) Полевошпато-кварцевые	Мезо-гипотермальные	Малоглубинные образования	Связаны с Шерловогорско-Хапчерангинской группой магматических пород
	Шерловогорская	а) Кварцево-карбонатные б) Кварцево - арсенопирито - пирротиновые в) Кварцево - арсенопирито - турмалиновые г) Кварцево-турмалиновые	Мезо-гипотермальные		Связаны с Шерловогорско-Хапчерангинской группой магматических пород
	Дурулгуево-Кукульбейская	а) Флюоритовые б) Халцедоно-флюоритовые в) Кварцево-флюорито-карбонатные г) Кварцево - арсенопирито - буланжеритовые д) Кварцево - вольфрамито - сульфидные е) Кварцево - арсенопирито - вольфрамитовые ж) Кварцево - вольфрамитовые з) Кварцево - касситерито - вольфрамитовые и) Кварцево-берилло-топазо-ферберитовые к) Кварцево-топазо-касситеритовые л) Грейзены м) Кварцево-турмалиновые	От пегматитовой до мезотермальной	Среднеглубинные образования	Рудная группа связана с Дурулгуево-Кукульбейской группой пород

Продолжение табл. 2

Геологический возраст	Минералогический состав	Форма залегания	Названия месторождений
Предверхнеюрский	а) Кварц, сидерит, кальцит б) Кварц, пирротин, халькопирит, галенит, сфалерит в) Кварц, хлорит, пирротин, касситерит г) Кварц, арсенопирит, пирротин, пирит, касситерит, хлорит, халькопирит д) Полевой шпат (калиевый), альбит, кварц, берилл, флюорит, вольфрамит, топаз, касситерит, слюда	Жилы простые и сложные, штокверковые участки	Хапчеранга, Тарбальджей
То же	а) Кварц, карбонаты б) Кварц, арсенопирит, пирротин в) Кварц, арсенопирит, турмалин, касситерит, топаз, висмутин г) Кварц, турмалин, касситерит	Жилы простые и сложные, штокверковые участки	Шерловая гора
	а) Флюорит, халцедон, кварц, барит, пирит, марказит б) Халцедоновидный кварц, флюорит, иногда пылевидный вольфрамит, марказит, пирит в) Халцедоновидный кварц, флюорит, мусковит, кальцит, вольфрамит (мало), пирит (мало) г) Кварц, халцедон, барит, серицит, арсенопирит, буланжерит, пирит, антимонит д) Кварц, мусковит, серицит, топаз, берилл, флюорит, халцедон, серицит, вольфрамит, молибденит, висмутинит, шеелит, пирротин, пирит, халькопирит, сфалерит, галенит е) Кварц, мусковит, серицит, вольфрамит, арсенопирит, пирит ж) Подобен составу д), от которого отличается наличием касситерита, станнина, отсутствием халцедона и пирротина з) Кварц, мусковит, флюорит, берилл, вольфрамит, касситерит и подчиненные — шеелит, пирит, халькопирит, арсенопирит и) Кварц, топаз, берилл, сидерофиллит, флюорит, мусковит, арсенопирит, ферберит, висмутинит, молибденит, самородный висмут, касситерит к) Кварц, топаз, мусковит, флюорит, касситерит л) Кварц, мусковит, подчиненные — флюорит, топаз, берилл, вольфрамит, касситерит, шеелит, молибденит и другие сульфиды м) Кварц, турмалин, мусковит и подчиненные — флюорит, берилл, висмутинит, кальцит, вольфрамит, молибденит, пирит, халькопирит	Жилы, неправильные участки	Калангуй, Антонова гора, Белуха, Букука, Этыка, Алдакачан, Тутхалтуй, Ангатуй, Спокойное, Зун-Ундур, Барун-Ундур, Баджираевское, Ононское, Чикоконское, Молодежное, Завитинское, Лукинское, Средне-Еловское

Наименование рудного комплекса	Название рудной группы	Типы минеральных образований (от молодых к древним)	Генетические группы (температурные, глубинные)		Связь с магматическими породами
Среднекиммерийский		н) Полевошпато-кварцевые о) Пегматиты		Среднеглубинные образования	
	Борщовочная	а) Кварцевые б) Магнетитовые в) Пегматиты	Пегматитовая гипотермальная	Большие глубины	Связана с Борщовочной группой пород

Примечание. Палеозойские и докембрийские рудные образования в пределах из-за наложения разнообразных и обильных мезозойских рудных образований крайне является палеозойским. Более или менее обоснован варисский возраст кручининских

Из перечисленных металлов наибольшее значение в промышленном отношении в Восточном Забайкалье в настоящее время имеют редкие металлы (олово, вольфрам, молибден), золото, а также свинец и цинк, из которых последние два совместно с серебром являются главными компонентами полиметаллических месторождений.

По геохимическим свойствам (сродству) указанные выше металлы распределяются в три группы: 1) олово и вольфрам, 2) молибден и золото и 3) свинец, цинк и серебро, которыми обусловливаются металлогенические особенности Восточного Забайкалья. Определенно замечается большее сродство между элементами в пределах указанных групп и меньшее — между металлами разных групп. Молибден часто встречается с золотом и избегает олова и вольфрама. Только в некоторых вольфрамовых месторождениях (Букука, Белуха) молибден встречается совместно с вольфрамитом, но всегда в подчиненном количестве. Золото, как правило, не встречается с оловом и вольфрамом (в форме вольфрамита). Свинец, цинк и серебро образуют свою особую группу, хотя они нередко тяготеют — имеют сродство — к золоту, молибдену и олову, причем в последнем случае главным образом в месторождениях касситерито-сульфидного типа. Свинец, цинк и серебро как бы разбиваются на две подгруппы, одна из которых присоединяется к группе вольфрам — олово, а другая — к группе молибден — золото, но территориально главная масса полиметаллических месторождений расположена особо.

Олово по своим геохимическим свойствам относится к двум типам; при этом олово одного из них стоит близко к группе металлов, обусловливающих полиметаллическое оруденение.

Указанные выше сочетания металлов весьма характерны для Восточного Забайкалья; они определяют основные черты как отдельных месторождений, так и целых рудных узлов, усложняемых в той или иной степени другими элементами, которые являются спутниками.

В соответствии с этим следует различать главные месторождения, возникшие в определенную для них фазу или этап металлогенеза,

Продолжение табл. 2

Геологический возраст	Минералогический состав	Форма залегания	Названия месторождений
	н) Кварц, ортоклаз, альбит, мусковит, флюорит, берилл, вольфрамит, касситерит, топаз, подчиненные — арсенопирит, пирит, халькопирит, молибденит, висмутинит о) Ортоклаз, альбит, амазонит, кварц, светлая слюда, сподумен, турмалин, гранат, берилл, колумбит, колумбо - танталит, касситерит, флюорит		
Среднеюрский (120 млн. лет)	а) Кварц с спорадическим флюоритом, арсенопиритом, молибденитом б) Пироксен, гранат, магнетит в) Полевые шпаты, кварц, слюды, турмалин, топаз, касситерит, литиевая слюда, берилл, гранат, магнетит, гематит, циркон, ильменорутил	Жилы и неправильные участки	Борщовочное, Цаган-Олуйское, Кондуйское, Киберовское

Восточного Забайкалья не выделены. Они безусловно имеются, но распознавать их трудно. Весьма условно считается, что Воскресенское золоторудное месторождение магматических титаномагнетитов.

и месторождения-спутники, проявившиеся попутно с образованием главных.

В первом случае месторождения должны находиться в генетической и пространственной связи с определенными структурами, типом интрузий и их вмещающих пород, характерных для данного этапа развития тектоно-магматического процесса. В такие этапы возникают промышленные месторождения, обычно сопровождаемые большим количеством мелких месторождений тех же элементов, разбросанных на значительной площади, определяемой обычно как рудный узел.

Попутно с проявлением ведущих элементов в тот же этап могут возникнуть проявления других элементов как спутников. Месторождения (спутники) обычно бывают мелкими, не имеющими промышленного значения. Реже они достигают величины, достаточной для эксплоатации. Особенности рудного узла определяются главными элементами, а второстепенные его свойства выражаются элементами-спутниками.

В связи с этими геохимическими особенностями, а также в связи с особенностями геологического строения Восточного Забайкалья ясно выражено поясовое распределение месторождений металлических полезных ископаемых, впервые подмеченное и обоснованное акад. С. С. Смирновым. Особенно отчетлив оловянно-вольфрамовый пояс, занимающий серединное положение и протягивающийся на расстояние до 800 *км*. На протяжении около 200 *км* он проходит в Западном Забайкалье, от р. Катанцы до Яблонового хребта, и около 600 *км* — в Восточном Забайкалье, от верхней Ингоды до низовий р. Газимура.

Юго-восточная его граница проходит примерно по рр. Газимуру и Борзе и далее к юго-западу до государственной границы, а северо-западная — по рр. Шилке и Ингоде до ст. Бурятской и далее к юго-западу к верховьям р. Или.

К юго-востоку от оловянно-вольфрамового пояса располагается полиметаллический пояс, который имеет вид слегка вытянутого в северо-восточном направлении участка. Наконец, к северо-западу от оловянно-

вольфрамового пояса располагается молибденово-золотой пояс, протягивающийся более чем на 1000 *км*.

Для каждого из поясов характерны месторождения соответствующих металлов и не характерны или менее характерны месторождения иных металлов, обычных для другого пояса. Эти последние в пределах одного пояса образуют месторождения (спутники), которые, как правило, являются непромышленными и достигают промышленного значения как исключение (например, Зеренское оловянное месторождение в полиметаллическом поясе).

В пределах оловянно-вольфрамового пояса известны молибденовые проявления, но промышленное значение их не велико или же такового они совсем не имеют. Исключением является Шахтаминское месторождение, крупное по концентрации молибдена, имеющее металлогенические черты, весьма отличные от других подобных молибденовых месторождений Восточного Забайкалья. Оно приурочено к своеобразной тектонической зоне, проходящей в оловянно-вольфрамовом поясе. Известны оловянные и вольфрамовые рудные точки в пределах молибденово-золотого пояса, но они не имеют промышленного значения.

Поясовое распределение месторождений металлических полезных ископаемых должно находиться в связи с различными типами интрузий, благоприятными общими и местными структурами, с особенностями литологического состава вмещающих толщ и эрозионным срезом, но все эти вопросы еще находятся в начальной стадии разрешения.

Если в части пространственного распределения главнейших типов рудных проявлений Восточного Забайкалья имеется большой фактический материал, то в части распределения их во времени материалы еще скудны. *Мы имеем вполне надежные данные относить все главнейшие* редкометальные, золотые и полиметаллические месторождения к мезозою и связывать со средне- и верхнемезозойскими тектоно-магматическими периодами. Несомненно, имеются месторождения тех или иных из перечисленных полезных ископаемых более древнего возраста, связанные с палеозойскими тектоно-магматическими фазами, но данных в пользу выделения их у нас нет никаких. Ясно, что многие древние месторождения полезных ископаемых *сильно эродированы, многие полностью уничтожены* денудацией, но, конечно, некоторые из них уцелели. Все упорнее и упорнее называются в литературе палеозойские золотые месторождения, даже палеозойские вольфрамовые, но фактические материалы в этой части весьма ограничены.

Все главное оруденение Восточного Забайкалья — редкометальное, золотое и полиметаллическое — повторяем, мы связываем со средне- и верхнемезозойскими тектоно-магматическими периодами: с первым — в основном вольфрамовое и оловянное, со вторым — молибденовое, золотое и полиметаллическое. В соответствии с этим мы можем рассматривать два металлогенических ряда (комплекса) с характерными для них рудными группами. Ведущим металлом первого ряда является олово, проходящее через весь ряд от самых ранних до самых поздних рудных групп, а ведущим металлом второго ряда является золото, также проходящее через весь ряд.

Полиметаллическое оруденение в основном связано с верхнемезозойским периодом — это поздняя группа, являющаяся главной. Кроме того, *известна ранняя группа, проявленная менее интенсивно* и связанная с оловянным оруденением среднемезозойского тектоно-магматического периода.

Таким образом, замечается, что полиметаллическое оруденение связано с обоими тектоно-металлогеническими периодами, причем оно завершает тот и другой. Данными в пользу последнего является, прежде всего, повышение полиметалличности в том и другом периодах, от более ранних комплексов к более поздним, наличие полиметаллических руд-

ных тел в Хапчерангинском оловянном месторождении и наличие золота в ряде полиметаллических месторождений.

Неясно геологическое положение оловянно-полиметаллических месторождений типа Смирновского: относятся ли они к поздней группе полиметаллических месторождений, или же они принадлежат к ранней группе названных месторождений. В этом отношении проведенных исследований недостаточно. Следует особо подчеркнуть, что среди полиметаллических месторождений выделяются две группы: одни из них имеют заметное содержание олова, а другие — золота, что, может быть, находится в связи с наличием двух вышеуказанных металлогенических периодов.

Развитие среднемезозойского тектоно-магматического периода началось, вероятно, в нижнекиммерийскую фазу, но достигло максимума в среднекиммерийскую (J_2—J_3) фазу.

Рудные проявления известны в связи с гипабиссальными и приповерхностными интрузиями предверхнеюрского (J_2—J_3) и, может быть, верхнеюрского возраста и находятся в связи с Дурулгуево-Кукульбейской и Шерловогорско-Хапчерангинской группами интрузивных пород.

С Дурулгуево-Кукульбейской группой связано вольфрамовое и оловянное (касситерито-кварцевого типа) оруденение. Молибденовое оруденение не характерно; оно лишь местами слабо выражено. Золотое оруденение почти полностью отсутствует, мало характерно также полиметаллическое оруденение.

Так, в районах оловянного и вольфрамового проявлений — Ималка, Ангатуй, Зун-Ундур, Барун-Ундур, Спокойное, Ононское, — где весьма отчетливо выражены интрузии Дурулгуево-Кукульбейской группы, мы не встречаем ни золотого, ни полиметаллического оруденения. В этом громадном районе неизвестно золотоносных россыпей. Имеются лишь непроверенные сведения о наличии небольших россыпей по Ималке. Следует подчеркнуть, что в названном районе иных интрузий, кроме Дурулгуево-Кукульбейской группы, очень мало. Здесь также отсутствует молибденовое оруденение, если не считать небольшого проявления его в Бугунтуевском плутоне, явно связанного с верхнекиммерийскими интрузиями, являющимися здесь подчиненными другим интрузиям.

В аналогичных условиях находятся вольфрамовые и оловянные месторождения Белуха-Букукинского и Кукульбейского районов. Здесь, правда, имеются некоторые проявления золота и молибдена, но они встречаются в жилах иного типа и, вероятнее всего, связаны с верхнекиммерийскими интрузивными процессами, наложенными на среднекиммерийские. Но молибден самих месторождений Белухи и Букуки следует рассматривать как спутник вольфрама. В этих месторождениях в заметном количестве присутствуют пирит, сфалерит, галенит и другие сульфиды.

Молибденовые месторождения соседнего Шахтаминского района явно связаны с верхнемезозойскими интрузиями и приурочены к Шахтама-Газимурской зоне, которая в юго-западном направлении, вероятно, проходит в Кукульбейский район.

Золотые и молибденовые месторождения Балейского рудного узла, также находящегося по соседству, мы связываем с теми же верхнемезозойскими интрузиями, приуроченными к юго-западному продолжению Амуджикано-Сретенской тектонической зоны.

Оловянные и вольфрамовые месторождения располагаются, как правило, в эндоконтактах плутонов, сложенных породами Дурулгуево-Кукульбейской группы, и недалеко уходят в их экзоконтакты (Барун-Ундур, Ононское, Спокойное). Основными рудными телами являются кварцевые жилы.

С Шерловогорско-Хапчерангинской группой пород связано оловянное оруденение касситерито-сульфидного типа — Шерловая гора, Хапчеранга, Тарбальджей и др.

В этих месторождениях вместе с оловом в значительной степени проявилось полиметаллическое оруденение, как, например, в Хапчеранге. Вольфрам и золото не характерны, хотя последнее проявляется в некоторых жилах Хапчеранги.

Мы допускаем, что завершением среднемезозойского металлогенического периода было полиметаллическое оруденение, данными в пользу чего служат некоторые рудные жилы (Полиметаллическая и др.) Хапчеранги. Возможно, имеются типичные полиметаллические оловосодержащие месторождения типа Смирновского, но определенных данных за отнесение таких месторождений к среднемезозойскому периоду нет.

Верхнемезозойский металлогенический период характеризуется молибденовым, золотым и полиметаллическим оруденением, развивавшимся в течение длительного времени и охватившим две тектоно-магматические фазы — верхнекиммерийскую и австрийскую.

Еще мало фактических материалов для расчленения магматических, а следовательно и рудных групп по времени, но кое-что уже намечается.

Этот металлогенический период начался, вероятно, золотым оруденением, связанным с Куренгинской группой, далее следовало молибденовое оруденение то с золотом, то без него (Давендинское, Пильненское и др.), затем золото-полиметаллическое (Ключевское, Дарасунское, Джалиндинское).

Шахтаминское молибденовое месторождение, отличающееся полиметалличностью, вероятно, занимает свое особое место в верхнемезозойском металлогеническом периоде, но определить время его образования пока не удается.

Таким образом, и в этом периоде замечается увеличение полиметалличности от более древних к более молодым рудным образованиям. И, быть может, будет логично допустить, что типичное полиметаллическое оруденение действительно относится к конечному, завершающему этапу данного периода. Не совсем ясно положение Балейского месторождения, но, без сомнения, оно является наиболее молодым, причем мы склонны относить его к тому же металлогеническому периоду, но к самым поздним его проявлениям.

Молибденовые месторождения располагаются как в пределах плутонов, сложенных гранитоидами, так и в зонах их экзоконтактов, причем они уходят от плутонов гораздо далее, чем оловянные и вольфрамовые от плутонов, с которыми они связаны. Давендинское, Костромихинское, Ключевское, Большое Кудеченское и некоторые другие находятся во вмещающих породах (гранитоидах). Шахтаминское, Карийское, Барановское, Амуджиканское расположены в эндоконтактах плутонов. Основными рудными телами молибденовых месторождений являются кварцевые жилы, реже сетчатые зоны штокверкового типа.

Золоторудные месторождения располагаются преимущественно вне названных плутонов, еще далее уходя от них в боковые породы. Они обычно обособлены от молибденовых месторождений, но в некоторых из них золото проявлено значительно.

Ключевское и Дмитриевское золоторудные месторождения находятся в удалении от плутонов, но в тесной связи с интрузиями Сретенско-Желтугинской группы, которые в районе Ключей, вероятно, застыли на весьма небольшой глубине; молибден для них совсем не характерен.

Пильненское месторождение расположено также в удалении от плутона гранитоидов Сретенско-Желтугинской группы; молибден в нем играет заметную роль и извлекается попутно.

В Давендинском и Шахтаминском месторождениях, наоборот, золото дополняет молибден и оно должно извлекаться попутно с добычей молибдена.

В Шахтаминском месторождении значительно проявлено полиметаллическое оруденение — свинец, цинк, медь, серебро, причем некоторые

из этих металлов, возможно, будут извлекаться при комплексной обработке руды.

На основании разобранных материалов можно отметить два ряда рудных образований среднемезозойского и верхнемезозойского периодов, тесно связанных друг с другом и относящихся к одному мезозойскому циклу (табл. 3).

Естественно предположить, что не было чистого обособления одного типа оруденения от другого, а нередко происходило перекрытие одного другим, а также обычна примесь одного элемента (спутника) к другому (главному, ведущему).

Распределение месторождений того или иного типа рудопроявлений обусловлено различными причинами, из которых главнейшими являются:

а) территориальное распределение интрузий соответствующих комплексов, что находится в связи с особенностями структуры описываемой территории;

б) общая диференциация магмы;

в) местные благоприятные структуры;

г) глубина образования интрузий и рудных проявлений;

д) влияние на рудные процессы боковых пород и др.

Нижне- и среднекиммерийские интрузии, связанные с периодом развития геосинклинали, расположены в пределах контуров последней, причем рудоносные (вольфрам, олово) интрузии размещены в пределах срединной ее части, одинаково, пожалуй, как в субгеосинклинальной ее части (Даурский и Агинский районы), так и в пределах наибольшего ее прогиба (Шилка-Газимурский район). Вольфрамовые и оловянные месторождения имеют тесную пространственную связь с соответствующими интрузиями, и, возможно, они возникли в результате деятельности самих плутонов (диференциации магмы) и их неглубоко расположенных очагов. В распределении этих интрузий, а также рудных месторождений основную роль играли разломы (наклонные или вертикальные), причем наиболее благоприятными структурами являлись участки сложной серии разрывов, особенно пересекающихся. Характер оруденения во многом зависел от глубины образования интрузивов, литологического состава вмещающих пород, а также от состава самих магматических пород.

Замечается увеличение сульфидности и вообще усложнение состава руд от больших глубин к приповерхностным условиям. Наблюдается определенная зависимость от состава вмещающих пород. Уже давно подмечено, что для оловянных (и вольфрамовых) месторождений благоприятной средой являются песчаниково-сланцевые толщи, вмещающие рудоносные интрузии. Это характерно для многих оловоносных районов Советского Союза, в том числе и для Восточного Забайкалья.

В Восточном Забайкалье наблюдается, что в вольфрамо-оловоносных районах, где боковые породы значительно более известковистые, вместо вольфрамита появляется шеелит (Пешковское, Казаковское и другие месторождения). В связи с этим же, вероятно, находится образование олово-полиметаллических месторождений (Смирновское и др.), расположенных в районах распространения карбонатных пород. Последние в какой-то мере, вероятно, сказались и на изменении магматических пород (появление разностей сиенитового и диоритового состава), с которыми связаны полиметаллические месторождения. Карбонатные породы, несомненно, являются средой, благоприятной для полиметаллического оруденения. Это прекрасно видно из рассмотрения детальных геологических карт полиметаллического пояса, а также района Шилка-Заводских месторождений.

Верхнекиммерийские интрузии находятся в основном вне связи с главной областью мезозойской геосинклинали. Они размещаются больше в краевых ее частях и далеко уходят от нее. Реже эти интрузии распо-

ложены в пределах центральных частей геосинклинали, которые к этому времени были уже достаточно жесткими для появления разломов.

Во всех случаях верхнекиммерийские интрузии приурочены к крупным зонам разломов (ослабленным зонам), особенно к местам сложной серии разрывов и их пересечения. В Приаргунском (полиметаллическом) поясе работами экспедиции В. Н. Козеренко установлено, что такие зоны приурочены к антиклинальным структурам.

Это чаще малые интрузии, реже средней величины, гипабиссальные или же приповерхностные, переходящие в эффузивы. Они находятся в связи с более глубоко расположенными магматическими очагами, с которыми связаны рудные образования.

На составе их значительно сказался характер боковых пород, в той или иной мере ассимилированных, причем это происходило как на глубине, так и в местах становления интрузий. К месту становления магматических тел подходила магма уже гибридного состава. Молибденовые месторождения, вероятно, связаны с гипабиссальными и более крупными (средней величины) плутонами, причем рудный материал поступал больше не из самих плутонов, а из глубже расположенных магматических очагов. Золотые и золото-полиметаллические месторождения, как правило, связаны с малыми интрузиями, переходящими в эффузивы, но источник оруденения находился на значительной глубине. Эти месторождения могут несколько отходить от рудоносных интрузий, но располагаются в тех же тектонических зонах. Можно допускать образование гипичных полиметаллических месторождений, связанных с теми же магматическими породами, но приуроченных к зонам разрывов и образовавшихся в приповерхностных условиях и при наличии карбонатных боковых пород.

Вследствие закономерного распределения на территории Восточного Забайкалья интрузий средне- и верхнемезозойского тектоно-магматических периодов, находящихся в тесной связи с литолого-тектоническими особенностями Восточного Забайкалья, наблюдаются закономерности в общем распределении различного рода рудных проявлений.

В связи с этим находится обособление отдельных металлогенических участков в Восточном Забайкалье, известных под именем трех рудных поясов — вольфрамо-оловянного, полиметаллического и золото-молибденового. Наиболее четко выражен первый. Второй, по существу, представляет собой сравнительно небольшой участок, по геологическому положению и металлогении сходный с молибденово-золотым поясом. Последний по мере изучения Восточной Сибири превращается в серию рудных зон, широко распространенных в Восточной Сибири.

Весьма характерно, что в пределах центральной части оловянно-вольфрамового пояса (Агинское поле) мы имеем дело[1] в основном с малыми и средними трещинными интрузиями среднекиммерийской фазы, и здесь мы знаем, по существу, только вольфрамовое и оловянное оруденение. Лишь изредка здесь встречаются верхнекиммерийские интрузии в виде плутонов средней величины и серии даек. С ними связано молибденовое оруденение (Бугунтуевское месторождение).

Из благоприятных структур в этом поясе можно назвать: 1) Дульдурга-Агинскую зону разрывов; 2) Дурулгуево-Белухинскую зону разрывов; 3) Турга-Борзинский антиклинорий, в осевой части которого проходит зона разрывов, вероятно продолжающаяся к Шерловой горе и далее к юго-западу (Шерловогорско-Кукульбейская зона); 4) Цаган-Олуевский антиклинорий, в осевой части которого проходит зона разрывов, отчетливо прослеживающаяся от Цаган-Олуевского плутона к юго-западу через Харанорское месторождение до государственной границы

[1] Здесь мы рассматриваем только рудоносные интрузии.

(Хараноро—Цаган-Олуевская зона). Имеются, конечно, и другие тектонические зоны, но их пока трудно выделять.

К этим зонам разрывов приурочены оловянные и вольфрамовые месторождения, обусловливая серию субпараллельных рудных зон. Подобные же рудные зоны определяют рудный пояс.

Благоприятными вмещающими породами являются песчаниково-сланцевые толщи. Смена последних известняковыми толщами к северо-востоку от Газимурского Завода, возможно, является одной из причин слабого там проявления месторождений олова и вольфрама и затухания самого пояса.

В Чикойском районе, как говорилось выше, широко распространены гранитоиды разного возраста, среди которых определенно выделяются трещинные интрузии среднекиммерийской фазы, приуроченные к многочисленным разрывам преимущественно северо-восточного направления. Они распределены в зоны, к которым приурочены и рудные месторождения. Последние являются главным образом вольфрамо-оловянными. Замечается, что и здесь осадочные породы представлены почти исключительно песчаниками и сланцами. Верхнекиммерийских интрузий мы здесь не знаем, за исключением Гутайского участка, где малые тела (в основном дайки) вероятно относятся к верхнекиммерийским.

В Верхне-Амурском районе известны послесреднеюрские интрузии гранитоидов, приуроченные к крупным зонам разрывов, но по имеющимся материалам мы не можем детальнее уточнить их возраст. С ними связано небольшое золотое оруденение. Вольфрамовых и оловянных проявлений пока не известно. Вмещающими породами здесь являются в основном песчаники и сланцы.

В пределах молибденово-золотого пояса, проходящего по левобережью р. Шилки и ветвями рудных зон заходящего в оловянно-вольфрамовый пояс, широко распространены верхнекиммерийские интрузии, а среднекиммерийские трещинные интрузии проявлены крайне незначительно.

Основными рудными проявлениями этого пояса являются молибденовые и золотые, а оловянные и вольфрамовые месторождения здесь не характерны. Полиметаллическое оруденение здесь выражено как в связи с золотым оруденением, так и самостоятельно, правда типичное полиметаллическое оруденение значительно проявлено только по южной границе пояса, где развиты известняковые толщи. В остальных местах оно слабое. Из благоприятных структур следует отметить крупную зону разрывов, названную нами Ингода—Верхне-Амурской, и ее ответвления: Нерча-Олекминское, Арчикой-Иначинское, Амуджикано-Сретенское.

В пределах полиметаллического пояса распространены верхнекиммерийские интрузии преимущественно малой и реже средней величины. Резко преобладают дайки, местами весьма обильные, сравнительно редки штокообразные тела. По составу преобладают гранодиоритовые, сиенитовые и диоритовые разности: сиениты, сиенито-диориты, монцониты, сиенит-порфиры, кварцевые диорит-порфириты, гранодиорит-порфиры, микродиориты, лампрофиры, порфириты, гранит-порфиры, альбитофиры, порфиры, диабазы, субщелочные породы и др. Эти породы являются гипабиссальными, приповерхностными, переходящими в эффузивы. Они моложе среднеюрских отложений, но древнее тургинских осадков. С этими интрузиями генетически (парагенетически) связано полиметаллическое, молибденовое и золотое оруденение. Установлено, что полиметаллическое оруденение моложе верхнеюрских эффузивов, но древнее тургинских отложений. Молибденовые проявления обычно расположены в пределах плутонов средней величины.

Из приведенного видно, что по характеру рудоносных магматических пород и их возрасту нет существенной разницы между полиметаллическим и молибденово-золотым поясами. Имеется различие лишь в величине рудоносных интрузий, что, очевидно, связано с глубиной эрозион-

ного среза. Этим же, а также литологическим составом вмещающих пород в основном объясняется различие в металлогении этих двух поясов. Роль карбонатных пород несомненно сказалась в значительном развитии в Приаргунском поясе полиметаллических и железных месторождений.

Характерно, что среди полиметаллических месторождений выделяются две группы: одна с тем или иным количеством олова (Смирновское, Михайловское и др.), другая — с золотом (Запокровское, Покровское, Гурулевское, Спасская Гора и др.), причем последние месторождения отличаются заметной мышьяковистостью. Содержание золота прямо пропорционально количеству мышьяка. Серебро-свинцовые месторождения бедны золотом, а чисто цинковые его не содержат. В месторождениях, содержащих олово, преобладающими являются свинец и цинк.

Для иллюстрации развития металлогенических процессов в Восточном Забайкалье в табл. 2 приводится характеристика рудных комплексов этого района.

Из табл. 2 видно, что верхнекиммерийский рудный комплекс представлен многочисленными рудными группами, что связано с большим разнообразием рудных образований верхнекиммерийского времени и недостаточной изученностью металлогенеза этого периода. Возможно, что по той же причине некоторые из показанных в таблице групп занимают не точно свое место. Отдельные группы в дальнейшем, несомненно, будут объединены.

Из этой же таблицы видно, что некоторые типы оруденения, например сурьмяная и ртутная минерализация Восточного Забайкалья, не рассматриваются в данной статье, так как геологическая позиция этого типа оруденения недостаточно ясна. Можно считать, что сурьмяно-ртутная минерализация завершает верхнекиммерийский период металлогенеза.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Геологическое строение Восточного Забайкалья, несмотря на то что оно изучалось свыше трех десятков лет, еще далеко не расшифровано, а потому не выяснены в должной степени закономерности распределения рудных месторождений, играющие решающую роль в направлении дальнейших работ по выявлению минеральносырьевых ресурсов этого края. Познаны лишь некоторые закономерности, на основании которых можно более целеустремленно развивать поисковые и разведочные работы.

Исходя из наметившихся закономерностей распределения средне- и верхнекиммерийских интрузий, с которыми связано все основное оруденение Восточного Забайкалья, можно рекомендовать нижеследующие площади и точки для постановки геолого-поисковых и разведочных работ на те или иные металлы.

МОЛИБДЕНОВЫЕ И ЗОЛОТЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ[1]

1. *Необходимо широко развивать геолого-поисковые работы* в масштабе 1 : 200 000—1 : 50 000 в бассейне верхнего течения р. Олекмы вдоль наметившейся тектонической (структурно-металлогенической) зоны. Этими работами необходимо охватить бассейны рр. Муоклы, Колакана и Дырында-Юрях (левого притока р. Олекмы).

На молибденовых месторождениях Сырыгичи и Аманак-Макит необходимо развивать интенсивные разведки, широко применяя механизацию.

Многочисленные молибденовые точки, открытые в последние три года в Верхне-Олекминском районе, требуют детального изучения и предварительной разведки с целью определения их промышленного значения,

[1] Здесь имеется в виду только золото, связанное с верхнекиммерийскими интрузиями и нередко встречающееся совместно с молибденом.

Таблица 3

Характеристика рудных комплексов Восточного Забайкалья

I ряд

Период среднемезозойский				
Формация	Вольфрамито-касситерито-кварцевая		Касситерито-сульфидная	
Характерные рудные компоненты	Вольфрамит или касситерит или оба совместно	Вольфрамит (или касситерит) и сульфиды	Турмалиновая группа: Касситерит, сульфиды	Хлоритовая группа: Касситерит, сульфиды
Типичные месторождения	Барун-Ундур, Зун-Ундур, Молодежное и др.	Ангатуй, Букука, Белуха	Шерловая Гора	Хапчеранга
Интрузивные комплексы	Среднекиммерийский Дурулгуево-Кукульбейская группа		Среднекиммерийский Шерловогорско-Хапчерангинская группа	
Типичные плутоны	Дурулгуевский, Зун-Ундурский, Саханайский, Спокойнинский, Кукульбейский	Дурулгуевский, Букука-Белухинский	Порфиры сопки Большой	Хапчерангинские штокообразные тела (гранит-порфиры, липариты и др.)
Глубина образования	Средние глубины		Малые глубины	
Возраст	Средняя юра			

II ряд

Период верхнемезозойский								
Формация	Золото-молибдено-кварцевая		Молибдено-сульфидно-кварцевая	Золото-сульфидно-кварцевая			Полиметаллическая	Кварцевая
Характерные рудные компоненты	Золото	Молибденит, частично золото	Молибденит, сульфиды, частично золото	Золото, молибденит, сульфиды	Золото, сульфиды	Золото, разнообразные сульфиды	Сульфиды	Золото
Типичные месторождения	Куренгинское	Давендинское, Амуджиканское и др.	Шахтаминское	Пильненское	Ключевское, Дмитриевское	Дарасунское, Джалиндинское	Полиметаллические месторождения Нерчинского и Шилкинского районов	Балей
Интрузивные комплексы	Верхнекиммерийский: Куренгинская группа	Сретенско-Желтугинская группа	Шахтаминская группа	Сретенско-Желтугинская группа		Дарасунская группа	Акатуевская, Запокровская и другие группы	Видимая связь с интрузиями не установлена
Типичные плутоны		Сретенский, Кара-Чачинский, Амуджиканский, Бугунтуевский	Шахтаминский	Кара-Чачинский	Малые интрузии Ключевского района, Кара-Чачинский плутон	Малые интрузии, не имеющие названий	Малые интрузии, не имеющие названий	
Глубина образования	Средние глубины						Малые глубины	
Возраст	Верхняя юра							

а в случае положительных результатов — передачи их для детальной разведки.

2. Геолого-поисковые и разведочные работы необходимо развивать в пределах Ольдойского рудного узла, в основном в бассейне р. Б. Ольдой. На известном Оборонном месторождении нужно проводить детальные разведки. На рудной точке Монголии необходимо произвести в первую очередь предварительную разведку.

3. Следует поставить геолого-поисковые работы в масштабе 1 : 100 000 на необследованном участке Ингода—Верхне-Амурской рудной зоны, расположенном между ст. Могоча, бассейном р. Б. Ольдой и Арчикойским гольцом близ ст. Сбега.

4. Можно рекомендовать постановку геолого-поисковых работ в масштабе 1 : 50 000 в пределах бассейна р. Чичатки, где намечается новый рудный узел.

5. Необходимо поставить систематические геолого-поисковые работы в масштабе 1 : 100 000 на необследованной площади между нижним течением р. Шилки и р. Аргунью. Здесь можно встретить различные рудные образования.

6. Систематические поисковые работы в масштабе 1 : 50 000 и крупнее следует развивать в пределах наметившейся новой зоны, проходящей через с. Доно, где можно встретить новые молибденовые месторождения.

7. Можно рекомендовать постановку геолого-поисковых работ на водоразделе рр. Газимур и Туров.

8. Несмотря на многочисленные исследования, проводившиеся в районе действующих рудников Давенды и Ключи, все же там требуется провести дополнительные детальные поиски, например в окрестностях Хребтового месторождения. Обнаженность там настолько плохая, что легко можно пропустить хорошие месторождения.

ВОЛЬФРАМОВЫЕ И ОЛОВЯННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Прежде всего следует отметить, что новых районов вольфрамовых и оловянных месторождений выдвинуть не представляется возможным. Работы необходимо сосредоточивать в пределах вольфрамо-оловянного пояса. Они должны проходить в двух основных направлениях: 1) исследование мало изученных участков между известными вольфрамо-оловянными месторождениями и 2) отбор среди многочисленных рудных точек тех из них, которые могут превратиться в промышленные объекты. Наиболее обоснованно указанные выше работы можно провести после анализа всех материалов по вольфрамовому и оловянному оруденению и ревизии в поле всех вольфрамовых и оловянных точек, на ближайшее же время можно рекомендовать проведение следующих мероприятий:

1. Постановку систематических геолого-поисковых работ в масштабе 1 : 100 000 в бассейне р. Джилы и в верховьях р. Аленгуя — правых притоков р. Ингоды, а также в верховьях последней.

Эта перспективная площадь исследована очень мало. Геологическая изученность ее соответствует масштабу 1 : 1 000 000.

2. Проведение геолого-поисковых работ в масштабе 1 : 100 000 на участке между р. Агой (нижнее течение и р. Ононом. Здесь исследования проведены только в масштабе 1: 500 000, но предпосылки к обнаружению оловянно-вольфрамового оруденения имеются.

3. Постановку детальных геолого-поисковых работ к северо-востоку от Хапчеранги, с охватом ими бассейна р. Харалги и верховья р. Кыры.

4. Детальное обследование массива Чалотый на водоразделе рр. Урда-Ага и Хилы и постановку детальных (1 : 50 000) геолого-поисковых работ между массивами Чалотый и Саханайским.

Исследования вольфрамо-оловянного пояса уже достигли такой степени детальности, что возникает необходимость переходить к геологическому картированию в масштабе 1 : 50 000 и более крупному, сопровождая съемку детальными поисками с применением больших земляных работ. Такие работы рекомендуется провести в наиболее перспективных местах в пределах Дульдурга-Агинской и Дурулгуево-Оловяннинской зон, а также Даурского хребта.

ЛИТЕРАТУРА

Атласов И. П. Геологические исследования в Верхне-Ононском золоторудном районе в 1929 г. Тр. ЦНИГРИ, вып. 42. 1935.

Валицкая И. С. Стратиграфия пород окрестностей Газимурского Завода. Сов. геол., № 11, 1938.

Дембо Т. М. Молодые гипабиссальные граниты низовий р. Унды в Восточном Забайкалье. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1944.

Деньгин Ю. П. Геологические исследования в бассейне среднего течения р. Чикой. Матер. по общ. и прикл. геол., вып. 131, Ленинград, 1929.

Деньгин Ю. П. Геологические исследования в Восточном Забайкалье в 1927 г. Тр. ГГРУ, вып. 37, 1931.

Иванов Т. С. Объяснительная записка к листу М—50 (Агинское). Госгеолиздат, 1947.

Левицкий О. Д. Вольфрамовое месторождение Восточного Забайкалья. Изд. АН СССР, 1939.

Лучицкий И. В., Нагибина М. С., Зиновкин А. Д. Интрузии Восточного Забайкалья. БМОИП, нов. сер., отд. геол., т. XVII (2—3), 1939.

Маслов В. П. и Зиновкин А. Д. Геологический очерк бассейна р. Даи и юго-восточного склона Борщевочного хребта. Очерки по геологии Сибири, вып. 12, ИГЕН, 1940.

Музылев С. А. *Геологические исследования в окрестностях* Цаган-Олуевского гранитного массива (Восточное Забайкалье). Тр. ВГРО, вып. 136, 1932.

Озеров И. М. Оловоносность полиметаллических месторождений Восточного Забайкалья. Цветные металлы, № 5—6, 1937.

Павловский Е. В., Лучицкий И. В. Восточное Забайкалье. Геолого-петрографический очерк Газимуро-Заводского района. Очерки по геологии Сибири, вып. 10, ИГЕН, 1940.

Падалка Г. Л. О рудоносных интрузиях Восточного Забайкалья. Докл. АН СССР, т. XIV, № 8, 1944.

Скороход В. В. Основные черты геологического строения южной части Советского Дальнего Востока. Изд. Приморск. геогр. общ., Владивосток, 1941.

Смирнов С. С. Очерк металлогении Восточного Забайкалья. Госгеолиздат, 1944.

Флоренсов Н. А. *Объяснительная записка к листу М—49 (Петровск-Забайкальский).* 1947.

Флоренсов Н. А. и Ларина В. А. Гусиноозерское месторождение углей. ОНТИ, 1937.

Хлапонин А. И., Леонтович А. А., Принада В. Д. Геологические исследования в Верхне-Амурском районе. Тр. ВГРО, вып. 231, 1932.

Н. А. Беляевский, М. И. Иициксон,
Л. И. Красный и С. А. Музылев

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА КАК ОСНОВА ЕГО МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ

Накопленный за последнее десятилетие геологический материал позволяет представить структуру и распределение минеральных богатств Дальнего Востока по-иному, чем это делалось до сих пор.

Как известно, в советской литературе имеется несколько попыток обобщить геологическое строение Дальнего Востока (Архангельский А. Д., Воларович Г. П., Криштофович А. Н., Лазарев А. З., Обручев В. А. и др). Одни из них представляют весь Дальний Восток как единую область альпийской складчатости, разнородность которой объясняется вовлечением в складчатость по мере движения с запада на восток все более и более молодых отложений от Восточного Забайкалья, где к складчатым относятся мезозойские отложения, до Сахалина, где складчатым является и плиоцен.

Другие, в частности А. Д. Архангельский, к области третичной складчатости причисляют только Сахалин, а остальную территорию Дальнего Востока относят к мезозойской (Тихоокеанской) складчатой области, в центре которой (Зее-Буреинская равнина) погребена древняя палеозойская глыба, играющая роль «срединной массы». Под влиянием этой «срединной массы» дальневосточные мезозоиды в верховьях Селемджи разветвляются на два пояса — Монголо-Охотский на севере и Приморский на востоке. Геологическое единство этих двух поясов, по А. Д. Архангельскому, подчеркнуто совместной (согласной) дислокацией мезозоя и верхнего палеозоя.

С. А. Музылев в своей работе «Тектоника южной части Дальнего Востока», опубликованной в XIX томе «Геологии СССР», показал, что Монголо-Охотский и Приморский (или, как его называет С. А. Музылев, Восточно-Азиатский) пояса представляют собой не единые, а разные геологические сооружения, возникшие в разное время и на месте геосинклинальных областей, имевших различную историю своего формирования.

Заключительный этап складчатости в Монголо-Охотском поясе относится ко второй половине или даже середине мелового периода, заключительный же этап формирования Восточно-Азиатского складчатого пояса — к середине миоцена, а на Сахалине даже к четвертичному периоду. Но еще более разительно отличие этих поясов при сопоставлении истории формирования осадков в пределах каждого из них. Это наглядно видно из табл. 1.

Таблица 1

Схема формирования осадков в пределах Монголо-Охотской и Восточно-Азиатской областей

Возраст осадков	Геосинклинальные области	
	Монголо-Охотская	Восточно-Азиатская
Pz_1	Мощный комплекс отложений от силура (местами от кембрия) до нижнего карбона включительно; в нижнем палеозое эпоха складчатости	На отдельных участках только кембрий
C_{2+3}	Осадки отсутствуют, сильная складчатость и интрузивная деятельность	Зарождение геосинклинальной области
P	Только в Восточном Забайкалье. Очень мощная (до 7 *км*) толща песчаников и сланцев, отчасти известняков нижней перми; верхняя пермь отсутствует, либо очень маломощна; восточнее не доказана	Очень мощные, особенно для верхней перми, толщи песчаников, сланцев и кремнистых сланцев, а также вулканогенных образований и отчасти известняков
T_1—T_2	Осадки отсутствуют	Толща песчаников и сланцев (в Южном Приморье), на большей же части территории осадки отсутствуют
T_3	Мощная песчано-сланцевая толща, с резким угловым несогласием лежащая на всех древних породах	Мощные, литологически более или менее однообразные песчано-сланцевые отложения с преобладанием морских фаций. Намечается несколько несогласий, из которых наибольшее — в средней юре. Толщи нижнего мела мощные, морского происхождения
J_{1-2}	Мощные морские песчано-сланцевые толщи. Сильная складчатость. Мощные вулканические либо наземные образования	
J_3+Cr	Сильная складчатость. Озерно-болотные образования	
Cr_1	Последняя фаза складчатости	
Cr_2	Либо отсутствуют вовсе, либо маломощны	Сильная складчатость. Верхний мел и палеоген мощный в виде вулканогенных образований, местами угленосные толщи. Последняя фаза складчатости в миоцене

Сопоставление приведенных данных действительно подтверждает различное развитие этих областей в палеозое и в мезозое. Кроме того, в Монголо-Охотском поясе этап «мезозойской» складчатости, подобно Верхоянью, начался в перми, а в Восточно-Азиатском поясе резкое структурное несогласие наблюдается между верхней пермью и триасом. Очень отчетливо это различие обнаруживается и при сравнении возраста интрузий, так как они тесно связаны с важнейшими эпохами тектогенеза и всегда являются показателем важнейших тектонических моментов. В Восточном Забайкалье установлены два этапа мезозойских интрузий — предмальмский и нижнемеловой. На Сихотэ-Алине же имеются, кроме того, лярамийские и палеогеновые интрузии. Точно так же нельзя не отметить различие в возрасте мезозойской вулканической деятельности. Она необычайно сильна в мальме Восточного Забайкалья, а в пределах Восточно-Азиатского пояса вулканическая деятельность началась значительно позже (вероятно с сенона) и продолжалась весь третичный и отчасти четвертичный периоды.

В настоящей статье в самых общих чертах рассмотрены вопросы формирования основных структурных элементов, входящих в состав южной части Дальнего Востока, причем для геосинклинальных областей намечены структурно-фациальные зоны, дана характеристика главнейших этапов геологического развития этих зон и общая перспективная оценка возможного нахождения полезных ископаемых.

Кроме упомянутых двух геосинклинальных областей, в пределы Дальнего Востока попадает часть Сибирской платформы, на которой все осадочные породы, начиная с кембрия, лежат горизонтально. Мы остановимся на описании лишь незначительной части этой платформы, а именно ее Алданской окраины. С юга платформа окаймляется поясом протерозойской складчатости (зона Становика), с востока она граничит с зоной Джугджура, где, по существу, продолжается та же зона Становика и, возможно, частью Монголо-Охотская геосинклиналь.

АЛДАНСКАЯ ОКРАИНА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Указанная структура, обычно не совсем удачно называемая Алданской плитой, характеризуется двухчленным строением. Нижний структурный этаж слагается метаморфическим комплексом архея (гнейсы, кристаллические сланцы, мраморы), интенсивно дислоцированным и прорванным красными аляскитовыми и биотитовыми гранитами. Верхний структурный этаж представлен кембрийскими, преимущественно карбонатными породами, находящимися, как правило, в ненарушенном залегании. Вдоль восточной окраины платформы (бассейн рр. Учура, Маи, Юдомы, Челасина) между несомненным нижним кембрием и археем располагается также в ненарушенном залегании песчано-сланцевая и карбонатная толща со средними и основными эффузивами в основании, фаунистически неохарактеризованная (учуро-майская серия), общей мощностью около 3 *км*. Мощность последней резко убывает к западу, и на долготе оз. Большое Токо толща выклинивается. Возраст учуро-майской серии неясен: В. А. Ярмолюк приписывает ей верхнепротерозойский возраст, а Ю. К. Дзевановский — нижнекембрийский. Отложения кембрия, а также нижнего структурного яруса нередко пересечены дайками габбро-диабазов, диабазов и кварцевых диабазов, видимо, по аналогии с Аллах-Юнским районом, верхнепалеозойского возраста. На всех этих породах в виде изолированных пятен или полос залегают наземные, местами угленосные отложения юры и нижнего мела.

Намечается несколько разновозрастных интрузивных комплексов. К наиболее ранним проявлениям магматической деятельности относятся основные и ультраосновные породы, в той или иной степени метаморфизованные и тесно связанные с тимптонской (чарнокитовой) серией архея. К архею же относятся весьма мощные интрузии мясо-красных аляскитовых и биотито-амфиболовых гранитов[1] или, значительно реже, плагиогранитов.

Протерозойский вулканизм в пределах собственно платформы проявлен, повидимому, слабо. Лишь вдоль южной ее окраины появляются крупные интрузии древнестановых гранитоидов, рассматриваемых ниже при описании протерозойского складчатого окаймления платформы.

К верхнему протерозою некоторые исследователи относят установленную в Аяно-Майском районе Инилийскую (по рч. Инили) интрузию аляскитовых гранитов, прорывающую породы учуро-майской серии и трансгрессивно перекрытую нижнекембрийскими осадками юдомской свиты. Впрочем, если подтвердится нижнекембрийский возраст учуро-майской серии, то, естественно, возраст этой интрузии окажется также не древнее нижнего кембрия.

Весьма своеобразен мезозойский вулканизм платформы, представленный малыми близповерхностными трещинными интрузиями (дайки, штоки, некки, лакколиты) среднего, субщелочного и щелочного состава. Преобладающая их часть, несомненно, моложе юрских и нижнемеловых наземных отложений. Однако наряду с этим отмечается наличие в по-

[1] Новейшие определения абсолютного возраста этих гранитов будто бы позволяют относить его к протерозою

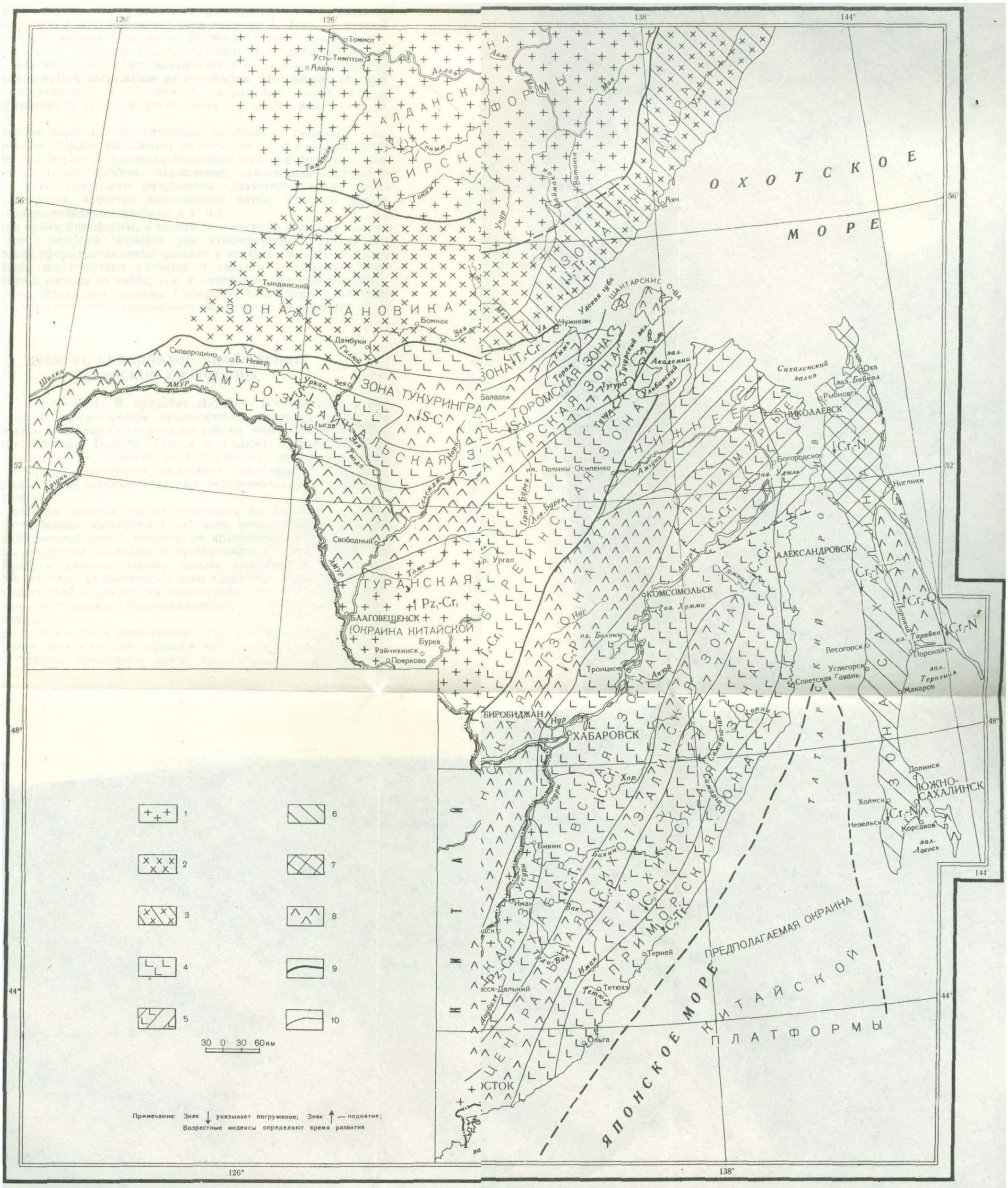


Схема геологического райо[ни]сти Дальнего Востока

1—платформы; *2*—протерозойское окаймление Сибирской платформы; *3*—зоны погружения в конце мезозоя и в третичное время в пределах протерозойского окаймления Сибирской платформы; *4*—зоны погружения в палеозое и мезозое; *5*—область наиболее интенсивного погружения в течение мезозоя (Нижнее Приамурье); *6*—зоны погружения в Ниппонской геосинклинали в конце мезозоя и в третичное время; *7*—области наиболее интенсивного погружения в кайнозое в пределах Ниппонской геосинклинали; *8*—поднятия мезозойского времени; *9*—границы геосинклинальных областей и платформ; *10*—границы структурно-фациальных зон Знак ↓ указывает погружение; знак ↑—поднятие. Возрастные индексы определяют время развития

едних многочисленных галек сиенит-порфиров с арфедсонитом, мон-нит-порфиров и порфировидных сиенитов, вполне тождественных тем, торые прорывают мезозойский угленосный комплекс. Таким образом, обходимо допустить существование среди мезозойского интрузивного мплекса платформы нескольких различающихся по возрасту типов верженных пород.

Архейские структуры платформы крайне сложны и слабо еще изу-ны. В общем намечаются отчетливая вытянутость складок в северо-падном направлении и погружение их на юго-восток.

С юга и юго-востока, уже в пределах зоны протерозойского складча-го окаймления, к платформе примыкала подвижная зона, в которой зже проявились мощные складчатые движения и интенсивный вулка-изм. В протерозое, в период, предшествующий отложению учуро-май-ой серии, юго-восточный фланг платформы и ее складчатое окаймле-е испытали заметное погружение на юго-восток, что привело к накоп-нию, а впоследствии к частичному сохранению протерозойских ижнекембрийских?) толщ, отсутствующих на других участках плат-ормы.

Напряженные варисские тектонические движения в смежных обла-ях (Забайкалье, Южное Верхоянье) не могли не получить своего отра-ения и на платформе. В пределах последней они выразились в неко-ром, правда крайне слабом, короблении, охватившем отложения мбрия и породы архейского фундамента. Значительно более резко оявились расколы, частично выполненные затем основной магмой аббро-диабазы, кварцевые диабазы и т. п.).

Только по краям платформы, в частности в месте ее перехода в Джуг-курскую зону, кембрий образует ряд куполовидных структур или редко вполне сформировавшиеся складки с крутым (до 70°) падением ыльев. Здесь же получают развитие и надвиги с движением масс направлении с востока на запад, т. е. к платформе. Металлогеническая рактеристика Алданской окраины Сибирской платформы приводится же при рассмотрении протерозойского складчатого окаймления плат-ормы.

ДРЕВНЕЕ СКЛАДЧАТОЕ ОКАЙМЛЕНИЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Зона Становика. В пределах Дальнего Востока зона Стано-ка является непосредственным продолжением структур, следующих Прибайкалья и Витимо-Олекминского района через Становой хребет верховьях Олекмы, Нюкжи, Тынды и Гилюя) в Верхне-Зейский йон. Далее на восток (бассейн р. Маи-Удской) описываемая зона, аймляя Сибирскую платформу, отчетливо поворачивает на северо-осток, скрываясь под мощным покровом верхнемезозойских эффузивов ны Джугджура.

Зона Становика сложена тем же, известным по Алданской окраине ибирской платформы, архейским комплексом метаморфизованных оса-очных и изверженных пород, прорванных архейскими же гранитоидами, , находясь в пределах складчатой протерозойской зоны, древние по-оды подверглись дополнительному весьма интенсивному дроблению перекристаллизации. Особенностью зоны Становика является мощная, держивающая свой характер на протяжении более тысячи километ-ов, интрузия гнейсовидных (подвергнувшихся протоклазу), древнеста-овых гранитоидов.

Большая глубинность и интенсивные тектонические движения в пе-иод внедрения этих интрузий предопределили исключительно много-бразное и сильное проявление таких процессов, как гранитизация,

образование мигматитов, тончайшая послойная инъекция во вмещающие кристаллические сланцы и т. п.

С очень большим основанием можно говорить о наличии в пределах описываемой зоны, кроме того, метаморфизованных осадочных и эффузивных пород протерозоя (?)[1]. К последним можно отнести хлорито-серицитовые и известково-хлоритовые сланцы и мраморы в верховьях р. Маи-Удской (описаны П. С. Бериштейном как палеозой), эффузивы и красноцветные породы (в верхних горизонтах — известняки), установленные в верховье Учура А. К. Матвеевым, мраморы, амфиболиты и в нижней части разреза песчаники, филлиты, конгломераты, фельзит-порфиры (разрез по р. Купури в верховье Зеи, по П. А. Сушкову). Сушков указывает на несогласное залегание этой толщи на размытой поверхности архейских ортогнейсов и парагнейсов, а также на отчетливую меньшую степень метаморфизации рассматриваемой толщи по сравнению с породами кристаллического фундамента.

Более или менее надежно установленный палеозой (силур—девон) известен лишь в краевых частях зоны Становика в месте ее сопряжения с Монголо-Охотской складчатой зоной. С известной долей вероятности к палеозою можно отнести некоторые интрузии гранитоидов (джелонские граниты и др.) и многочисленные дайковые породы (трещинные интрузии) среднего и реже кислого состава, весьма обильные во многих золотоносных районах Становика.

Мезозой представлен отдельными участками юрских и нижнемеловых наземных отложений, вполне тождественных тем, которые описаны для платформы. Кроме того, предположительно к мезозою же относят некоторые дайковые и покровные порфириты и порфиры, изредка сопровождаемые пирокластами. Эти образования, видимо, можно по возрасту сопоставить с мезозойским щелочным и субщелочным комплексами Алданской окраины Сибирской платформы.

Наконец, наиболее поздними проявлениями магматической деятельности (плиоцен или постплиоцен) являются излияния базальтов, известные к югу от оз. Большое Токо (р. Туксани, оз. Оконон).

Металлогения Алданской окраины платформы и протерозойского ее складчатого окаймления изучена еще крайне слабо. В грубой схеме намечаются следующие эпохи минерализации.

С археем связан комплекс ценных нерудных полезных ископаемых, среди которых наибольшее значение имеют флогопит и горный хрусталь. Первый, дающий здесь месторождения крупнейшего практического значения, приурочен к карбонатным толщам архея преимущественно джелтулинской серии, тяготеющим к контакту с архейскими же красными гранитами.

В контактовых зонах гранитов с кварцитами иенгрской серии локализуются месторождения горного хрусталя.

Протерозойская металлогеническая эпоха получила многообразное проявление главным образом в зоне Становика. С несомненностью устанавливается связь золота, крупного промышленного значения, с своеобразными рассланцованными породами — гнейсоидами (гидротермально раскристаллизованные диафторитовые филлит-милониты, по определению Д. С. Коржинского) и мусковитовыми гнейсами. Этот источник золотоносности существенно важен для западной части структуры Становика (Верхне-Тимптонский, Сутамский и другие золотоносные районы). В восточной части зоны роль гнейсоидов как источника золотоносности заметно понижается.

С гранитоидами предположительно протерозойского возраста ассоциируют разнообразные проявления железорудной минерализации (маг-

[1] Существует точка зрения, что протерозой зоны Становика в действительности является кембрием.

нетит). Среди последних известны сегрегационные месторождения, контактово-метасоматические месторождения в карбонатных породах и кварцево-магнетитовые жилы.

Особая структурная позиция юго-восточного отрезка зоны Становика и прилежащей к ней части платформы, выражающаяся в заметном погружении на юго-восток, в наличии протерозойских метаморфизованных осадочных и вулканогенных пород, сближает рассматриваемую область с некоторыми заведомо рудными районами. М. И.Ициксон предполагает наличие здесь протерозойской рудоносной провинции цветных и редких металлов. В пользу этого также говорят известные еще со времен первых русских экспедиций в этот край указания на серебряные и свинцовые руды. Постоянная приуроченность проявлений свинцового и свинцово-цинкового оруденения (по р. Гилюй, району Дамбуки на Зее, р. Купури и др.) к определенной структуре древнего складчатого окаймления платформы заставляет с большим вниманием отнестись к данной структуре, как возможному району для постановки поисковых работ на полиметаллы, хотя следует подчеркнуть, что возраст этой минерализации далеко еще не ясен. Не исключена возможность, что он окажется более молодым палеозойским или даже мезозойским.

Возможно также, что с протерозойской металлогенической эпохой связано проявление низкотемпературной баритово-флюоритовой минерализации, о чем свидетельствуют многочисленные находки этих минералов (преимущественно в шлихах) в системе верхних течений Учура, Юдомы, Ватанги и др.

Палеозойская металлогеническая эпоха представлена золотом, россыпи которого в свое время создали славу Зейско-Гилюйскому золотоносному району. Генетический источник коренного золота усматривается как в некоторых, предположительно палеозойских, гранитоидах (гранитах джелонского типа), так и малых интрузиях среднего состава. Домезозойский возраст золотоносности подтверждается, между прочим, и заметным содержанием золота в цементе юрских и нижнемеловых конгломератов как в районе Верхне-Зейской впадины, так и вблизи оз. Токо. Область же непосредственно платформы, видимо, совершенно не затронута палеозойской эндогенной минерализацией.

Мезозойская металлогения платформы — это в основном металлогения золота. Широко известна связь золотоносности с малыми близповерхностными трещинными интрузиями щелочных и субщелочных пород платформы.

Ю. А. Билибин группировал рудоносные малые интрузии, контролирующие золотоносность, в цепочки северо-западного простирания. Ю. К. Дзевановский намечает несколько полос золотоносных интрузий (Элькенская, Суннагинская, Гонамо-Учурская, Сутамская), контролируемых разломами существенно иного, северо-восточного, простирания, в общем параллельного краю платформы. С теми же интрузиями ассоциируют кварцевые жилы с молибденитом, а также магнетит, который обычно концентрируется в месторождениях скарнового типа, ждущих еще своего изучения.

Среди сведений о рудопроявлениях экзогенного типа особого внимания заслуживают недостаточно проверенные указания о наличии бокситов в осадочных образованиях учуро-майской серии верхнего протерозоя (нижнего кембрия ?) платформы. Фациальные особенности этих отложений дают возможность предполагать накопление здесь бокситов.

Зона хребта Джугджур. Участок Джугджура, прижатый к побережью Охотского моря, находится в своеобразной тектонической позиции — на его формировании сильно сказалось неглубокое залегание архейского фундамента. Кристаллический докембрийский комплекс, в общем аналогичный докембрию Становика, выходит на поверхность

в ядре крупной антиклинальной структуры полосой северо-восточного простирания от вершины р. Немуй до р. Алдомы.

Существенной особенностью зоны Джугджура являются весьма крупные интрузии анортозитов и габбро-норитов. Протяжение полосы основных интрузий превышает 200 *км*. Возраст этих интрузий пока неясен, но скорее всего он докембрийский.

Вблизи побережья Охотского моря (в районе порта Аян) на крыле антиклинали располагаются линейно вытянутые в том же северо-восточном направлении, сильно дислоцированные выходы силура и девона, что в известной мере сближает эту часть зоны с Монголо-Охотской геосинклинальной областью.

Древние комплексы несогласно перекрыты мощными молодыми эффузивами, туфами и отчасти угленосными отложениями.

Начало формирования джугджурского эффузивного комплекса относится к самым верхам юры или низам мела. Этот комплекс в нижней своей части сложен интенсивно дислоцированными порфиритами и их туфами, а в верхней — преимущественно дацитами и кварцевыми порфирами, относящимися уже к верхнему мелу. Их несогласно перекрывают базальты и андезиты кайнозоя.

После излияния порфиритов произошло внедрение гранитоидных интрузий. Последние перекрыты верхнемеловыми дацитами и кварцевыми порфирами.

Прямолинейность контактов, выдерживающихся на большом протяжении, общее структурное положение зоны Джугджур на окраине платформы и чрезвычайно широкое и многократное проявление эффузивной деятельности заставляют предполагать существование глубоких разломов вдоль побережья Охотского моря.

Хотя анортозитовый комплекс Джугджура еще мало затронут геологическими исследованиями, но уже сейчас известен ряд проявлений титаномагнетитового и сульфидного оруденения (никеленосные пирротины). С интрузиями анортозитов и близких им основных пород, как известно, бывают связаны значительные месторождения титаномагнетитов и сульфидных руд, что дает основание благоприятно оценивать общие перспективы Джугджура.

Еще с конца прошлого столетия в бассейнах рр. Киран, Немуй и Мутэ, размывающих контактовые зоны гранитов Прибрежного хребта, известно россыпное золото, которое здесь связано с малыми интрузиями гранитоидов мелового возраста.

В области развития кислых эффузивов Джугджура, основываясь на аналогии с более южными районами (Малый Хинган, Урми, верховья р. Тором), имеющими сходную структурную позицию, можно предполагать наличие проявлений оловоносности.

Размещение полезных ископаемых по периодам в Алданской окраине Сибирской платформы, в зонах хребтов Станового и Джугджур, приводится в табл. 2.

МОНГОЛО-ОХОТСКАЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНАЯ ОБЛАСТЬ

Из Монголии и Восточного Забайкалья Монголо-Охотская геосинклинальная область протягивается в бассейны рр. Зеи и Селемджи и дальше через бассейн р. Уды к побережью Охотского моря и Шантарским островам, охватывая также часть бассейна р. Буреи. Находясь между Китайской и Сибирской платформами, она является одним из важнейших структурных элементов Дальнего Востока. Хотя границы геосинклинальной области в настоящее время намечаются значительно отчетливее, чем это отражено на прежних тектонических схемах, все же приходится признать, что в силу недостаточной изученности центральной

Таблица 2

Размещение полезных ископаемых в различных зонах (по периодам)

Возраст	Алданская окраина Сибирской платформы	Зона Станового хребта	Зона хребта Джугджур
Q	Золото (россыпное)		
Tr			
Cr	Золото, молибден, железо	Бурый уголь	Золото, олово (?), свинец(?)
J			
T			
P C		Золото, медь	
D			
S			
Cm			
Prz	Золото, флюорит	Золото, свинец—цинк, железо	Титаномагнетит, никель (в пирротине)
Ar	Флогопит, горный хрусталь, корунд, дистен, графит, титаномагнетит		

части Дальнего Востока (горного узла, откуда берут начало рр. Зея, Селемджа и Бурея) конфигурация ее остается неясной.

Внутри Монголо-Охотской геосинклинальной области можно выделить следующие зоны, различные по своему геологическому развитию: 1) Туранскую, 2) Зейско-Шантарскую и зону Тукурингра, 3) Хинганo-Буреинскую, 4) Амуро-Забайкальскую и Торомскую, 5) Удскую.

Существенным отличием Монголо-Охотской геосинклинальной области от других геосинклинальных областей Дальнего Востока является широкое распространение среднепалеозойских отложений.

1. Туранская зона. Очень важным структурным элементом Монголо-Охотской геосинклинальной области является Туранская зона, занимающая обширное пространство в средней части Амурского бассейна, в системе рр. Зеи и Буреи. В образовании осадков Монголо-Охотской геосинклинальной области это поднятие имело громадное значение, так как оно являлось областью сноса в период от нижнего палеозоя до нижнего мела включительно [1].

Благодаря длительному поднятию, а следовательно и длительной эрозионной деятельности, на данной площади были выведены на поверхность глубокие зоны земной коры, сложенные гнейсами, кристаллическими сланцами и громадными гранитными батолитами. Эти древние образования во многих отношениях сходны с породами Алданской части Сибирской платформы и прилегающей к ней зоны Станового хребта. Для последних, как известно, установлен архейский и протерозойский возраст, который можно с достаточной уверенностью распространить и на кристаллические породы Туранского поднятия.

Начиная с мела, когда осадочные толщи, окаймляющие Туранское поднятие, были собраны в складки, эта область вступила в иную фазу своего развития. Из области сноса она частично превратилась в область накопления осадков, которые представлены довольно мощным комплек-

[1] Н. А. Беляевский полагает, что рассматриваемая зона является одним из выступов неровного северного края Китайской платформы, вклинивающейся в пределы Монголо-Охотской геосинклинальной области.

сом (свыше 1000 *м*) горизонтально лежащих озерных, болотных и аллювиальных образований верхнемелового (цагаянского) и третичного возрастов. Эти отложения выполняют обширную Зее-Буреинскую равнину.

Итак, геологический разрез Туранской зоны состоит из нижнего этажа древнейших кристаллических пород и гранитов и верхнего, представленного молодыми рыхлыми или слабо уплотненными осадками. Выпадение из разреза осадков всего палеозоя и почти всего мезозоя является самой характерной чертой описываемой структурной единицы. Оно вытекает как следствие из истории ее геологического развития. Точно так же в полном соответствии с геологическим развитием Туранской зоны находятся полезные ископаемые. В нижнем структурном этаже мы наблюдаем мелкие пегматитовые и пневматолитовые месторождения олова, молибдена, отчасти вольфрама и редких земель, которые приурочены к глубоко размытым гранитным интрузиям и к контактовым зонам глубокого (инъекционного) метаморфизма. Здесь имеются также россыпи некоторых перечисленных металлов и золота. Последнее неоднократно переотлагалось и полностью утратило связь с коренными своими месторождениями; во многих случаях оно не связано и с современной речной сетью. Одной из важнейших очередных задач является изучение золотоносности рыхлых верхнемеловых и третичных отложений по периферии Зее-Буреинской равнины.

В верхнем же структурном этаже, кроме возможной золотоносности рыхлых отложений Зее-Буреинской равнины, установлены угленосность, а также разнообразные строительные материалы и неметаллические полезные ископаемые (каолин, огнеупорные глины). Огромные запасы бурых углей Кивда-Райчихинского месторождения, доступного для открытых горных работ, имеют большое значение в экономике Дальнего Востока.

В заключение следует напомнить, что в литературе поднимался вопрос о глубоком бурении в пределах Зее-Буреинской равнины с целью поисков под толщей рыхлых отложений каменных углей типа тех, которые известны в Буреинском бассейне. Зная главные черты геологического строения Зее-Буреинской равнины, сейчас можно сказать с уверенностью, что эта попытка обречена на неудачу.

2. Зейско-Шантарская зона и зона Тукурингра протягиваются на расстояние свыше 1000 *км* от верхнего Амура до Шантарских островов. Степень их изученности весьма невелика. Поэтому приходится давать лишь суммарное и схематическое их описание. В целом это зоны длительного прогибания, начало которого, вероятно, относится к нижнему палеозою. Яснее же всего выражен среднепалеозойский этап их развития, захватывающий конец силура и значительную часть девона. Мощность накопленных в среднем палеозое толщ колеблется от 4 до 14 *км*.

Зоны эти сложены немой толщей метаморфических сланцев и зеленокаменных пород, а также терригенными и карбонатными отложениями силурийского и девонского возраста.

Архейское кристаллическое основание зон нигде не выведено на поверхность. Наиболее древней является интенсивно смятая толща метаморфических (графитистых, слюдяных, хлоритовых и др.) сланцев, филлитов и кварцевых песчаников. Она характерна своей плойчатостью, гофрированностью и послойной кварцевой инъекцией. Толща эта появляется в ядрах линейно вытянутых складок нижнего и среднего палеозоя. С ней тесно ассоциированы зеленокаменные породы спилито-диабазовой формации.

Возраст толщи окончательно не установлен: одними он считается протерозойским, другими — нижнесилурийским. Мощность ее в западных районах превышает 7 *км* (свиты тындинская, долбыринская, крутогон, зеленая, мраморная и алленги), в восточных районах Шавли-Се-

лемджинского водораздела и в Кербинском районе 2—3 км и на Тугурском полуострове 800—900 м.

Выходы фаунистически охарактеризованного силура, главным образом ордовика, и девона известны в районе верхнего Амура, р. Уркана, притока р. Зеи, на рр. Зее, Норе, у прииска Октябрьского, на водоразделе рр. Мамына и Селемджи, в бассейне р. Ниман (р. Акишма), на Шантарских островах и на побережье Охотского моря вблизи Аяна.

Почти повсюду нижний девон и нижняя часть среднего девона отсутствуют и разрез начинается с верхов среднего девона (живетского яруса) с характерной гамильтонской фауной Аппалачской зоогеографической провинции.

Фации палеозоя типично геосинклинальные. Наряду с мощными песчано-сланцевыми толщами (селемджинская и джагдинская толщи, по В. В. Онихимовскому), наиболее широко распространенными в бассейне р. Селемджи, известны и карбонатные фации (верхний Амур, отчасти Шантарские о-ва и Аян) и яшмовые, особенно характерные для разреза девона западного побережья Тугурского залива и о. Большой Шантар. На двух последних участках с девонскими яшмами связаны незначительные рудопроявления марганца.

В основании девонских отложений на побережье Охотского моря и на Шантарских о-вах залегают мощные крупногалечниковые и даже валунные конгломераты, свидетельствующие о крупных тектонических поднятиях.

Следы размыва внутри палеозоя наблюдаются в других участках центральной части геосинклинали.

Некоторые исследователи указывают на существование угловых и структурных несогласий внутри силура и между силуром и девоном. В ряде районов (р. Уруша и др.) девон залегает непосредственно на докембрии. Все эти данные говорят о возможности каледонских движений, сопровождавшихся излияниями порфиритов (р. Нора) и внедрением пластовых залежей и даек габбро-диабазов и диабазов (р. Нора и побережье Охотского моря).

Девон и нижний карбон, пока известный только на верхнем Амуре, смяты, как правило, в крутые складки, местами же, как, например, в истоках р. Мамын, складки довольно простые и пологие.

Последевонские движения весьма существенно сказались в перестройке структуры Монголо-Охотской геосинклинальной области. Крупные поднятия выросли на месте ее центральной части. На верхнем Амуре, в Зейском районе и, особенно, в бассейне р. Норы возникли крупные тела гранитоидов. Далее на восток известны только небольшие варисские интрузивы. На Шантарских о-вах последевонские интрузии имеют основной и ультраосновной состав.

Металлогенические особенности палеозойских интрузий нам еще не вполне ясны. Большинство геологов с ними связывает богатую золотоносность Верхне-Зейского и Верхне-Селемджинского районов и частью районов западного побережья Охотского моря и Шантарских о-вов. К ним же относятся известные кварцево-шеелитовые месторождения Харгу-Селемджинского района.

В последнее время, после открытия крупного Гаринского магнетитового месторождения в системе среднего течения р. Зеи, вновь возродился интерес к рассматриваемой зоне как к области, перспективной по железу. Известные ранее, а также недавно произведенные открытия (Гарь, Лебедиха, Мамын, Селемджинск, северный склон Селемджинского хребта, Ир, Большой Шантар и др.), четко контролируемые полосой распространения палеозойских и более древних отложений Монголо-Охотской геосинклинальной области, заставляют рекомендовать эту полосу для широких поисковых, в первую очередь аэромагнитометрических, работ на железо.

К ультраосновным породам, например в бассейне р. Гербикан, намечается приуроченность минералов платиновой группы.

3. Хингано-Буреинская зона окаймляет с востока Туранскую зону. Эта зона объединяет ряд мезозойских бассейнов, нынче разобщенных, но некогда несомненно представлявших единое целое. К ним относятся известные Буреинский и Тырминский каменноугольные бассейны, а также более мелкие, сохранившиеся от размыва изолированные участки мезозойских отложений в пределах Малого Хингана. К главной части Монголо-Охотской геосинклинальной области зона располагается под некоторым углом. Повидимому, ее следует рассматривать как слепо оканчивающееся ответвление этой области в пределы Китайской платформы. Она, бесспорно, имела связь с Монголо-Охотской геосинклинальной областью, за что говорит и общность фауны, и сходство главнейших этапов мезозойского развития этой зоны с этапами развития Амуро-Забайкальской зоны, рассматриваемой далее — и там, и здесь разрез мезозоя представлен преимущественно мощными морскими осадками до верхней юры включительно; и там, и здесь заключительная фаза складчатости падает на середину мела. Однако, наряду со сходством, в Хингано-Буреинской зоне имеются и свои особенности. Среди них наиболее существенным является время заложения зоны, т. е. время энергичного погружения и накопления осадков. Последнее началось значительно позже — с верхнего триаса, в то время как в Амуро-Забайкальской зоне те же процессы широко были развиты уже в палеозое. Лишь в пределах северной окраинной зоны, в бассейнах рр. Кура и Урми, известны девонские накопления (гамильтон). Во всех остальных местах мезозой ложится на древнее кристаллическое основание, такое же, как и в Туранской зоне.

Мощность мезозойских осадков в Буреинском бассейне достигает 7 *км*. Примерно того же порядка, но несколько меньше мощность мезозоя на Тырме, и еще более она сокращается к югу в области Малого Хингана. На Хингане в разрезе мезозойских отложений значительно больше континентальных образований, нежели на севере, причем угленосность на Хингане наблюдается даже и в лейасе, чего нет в Буреинском бассейне.

Складчатость в Хингано-Буреинской зоне — относительно пологая для юры, более интенсивна для верхнего триаса. Верхний мел лежит почти горизонтально. Отсюда следует, что главной фазой складчатости была предъюрская, а заключительной фазой — предверхнемеловая.

Наиболее значительные интрузии кислой магмы связаны с палеозоем и поздним мелом. С палеозойскими отложениями связано образование весьма крупного Тырмо-Буреинского батолита, сильно размытого и сложенного порфировидными гранитами, отчасти кварцевыми диоритами и реже более основными породами.

В результате глубокого эрозионного среза удалены верхние части интрузивов и минерализация проявляется в ряде мелких месторождений в пегматитах (олово, молибден, редкие земли), близких по характеру к месторождениям нижнего структурного этажа Туранской зоны. Только в краевых частях батолита, где сохранились остатки кровли в виде метаморфизованных осадочных пород палеозойского возраста, следует ожидать более благонадежных месторождений молибдена и золота гидротермального типа. К их числу можно отнести Умальтинское молибденовое месторождение и Ниманскую группу золоторудных месторождений.

К эпохе предверхнемеловой складчатости приурочены значительно менее крупные гипабиссальные интрузии гранитов и гранодиоритов, к которым тяготеет ряд оловянно-вольфрамовых месторождений кварцево-касситеритового типа, а также молибденовые, висмутовые и ча-

стично мышьяковые месторождения Верхне-Буреинского и Селемджинского районов.

Кроме этих интрузий, в той или иной мере связанных со складчатостью, в Хингано-Буреинской зоне имеются интрузии, выполняющие трещины (дайки, штоки). К ним приурочена разнообразная минерализация, связанная с определенными комплексами пород, а именно: 1) с комплексом пород среднего состава (диабазы, диабазовые порфириты) ассоциируют золоторудные месторождения, в некоторых случаях (Иорохан) сопровождающиеся киноварью; 2) с кислыми и умеренно кислыми трещинными интрузиями, вероятно, самыми молодыми в районе (верхнемеловыми) ассоциируют сульфидно-касситеритовые и сурьмяно-флюоритовые месторождения Малого Хингана.

4. Амуро-Забайкальская и Торомская зоны. Палеозойские образования зоны Тукурингра и Зее-Шантарской зоны с юга окаймлены разобщенными участками мощного накопления мезозойских (триасовых и юрских) отложений. Прерывистая цепочка их, вероятно, ранее соединялась. Сейчас она разобщена молодыми (верхнемезозойскими и кайнозойскими) поднятиями Джагды-Тукурингра. Поэтому приходится Амуро-Забайкальскую зону описывать отдельно от Торомской, которая отличается наличием морских верхнеюрских отложений, отсутствующих на западе.

Нижний структурный этаж, подстилающий мезозой, состоит из карбонатных и песчано-сланцевых пород среднего и верхнего палеозоя.

Протяжение Амуро-Забайкальской зоны достигает 250 *км*. Общая мощность мезозоя здесь свыше 4 *км*. Представлен мезозой в нижней части (верхний триас, нижняя и средняя юра) морскими песчано-сланцевыми толщами, а в верхней — чередованием песчаников с глинистыми сланцами.

В пределах Торомской зоны разрез мезозоя начинается осадками верхнего триаса, ложащегося на различные свиты девона. Мощность верхнего триаса достигает здесь 1700 *м*, к западу она резко уменьшается.

Существенно изменяются с востока на запад и фации верхнего триаса. Вблизи побережья Охотского моря развита однообразная толща глинистых сланцев, местами с прослоями туфогенных песчаников. На западе, в бассейне р. Шавли, верхний триас представлен конгломератами и грубозернистыми песчаниками.

На верхнетриасовые отложения с размывом ложатся нижнеюрские алевролиты общей мощностью 300—350 *м*. Низов лейаса (ниже тоарского яруса) пока неизвестно.

Верхнетриасовые и лейасовые отложения образуют сравнительно крутые складки северо-восточного простирания. Средняя юра и, особенно, верхняя имеют вместе небольшую мощность (280—450 *м*) и залегают трансгрессивно на всех нижележащих толщах. В отличие от сильно метаморфизованных и сильно дислоцированных нижнемезозойских свит они образуют чрезвычайно пологие складки с углами падения крыльев от 3 до 10°. Только вблизи прорывающих их гранитных интрузий верхнеюрские отложения заметно метаморфизованы.

Мощные излияния порфиритов, начавшиеся в бассейне р. Уды в нижнеюрское время, достигли своего наибольшего развития на границе юры и мела.

В бассейне р. Тором занимают большую площадь и меридионально вытянутые покровы верхнемеловых кварцевых порфиров и кайнозойских андезитов.

В меридиональном же направлении вытянуты впадины (Торомская, Конинская, Тугуро-Немиленская), выполненные древнечетвертичными отложениями.

Металлогенические особенности этих зон только сейчас начинают выявляться. Кроме золота, связанного с гранитоидами и малыми интрузиями диоритового ряда, здесь известны рудопроявления олова, вольфрама, висмута и сурьмы.

Весьма интересно недавнее открытие золоторудных лестничных даек измененных керсантитов и микродиоритов, прорывающих верхнеюрские песчаники в районе мыса Большой Дуганджа.

Существенно новым фактом следует также считать открытие оловоносности верхней части бассейна р. Тором в зоне развития верхнемеловых кислых эффузивов и прорывающих их гранитов.

5. Удская зона окаймляет с юга зоны Становика и Джугджура. По истории своего геологического развития она сходна с Джугджурской и Торомской зонами. Отличием ее от первой является присутствие морских отложений средней и верхней юры, а от второй — обилие к северу от р. Уды мощных покровов верхнеюрских — нижнемеловых и более древних эффузивов.

На западе в Удскую зону входит Верхне-Зейская впадина, выполненная нижнетретичными континентальными образованиями, под которыми лежит дислоцированная юра.

Мезозойские и кайнозойские осадочные и вулканические толщи подстилаются палеозойскими и отчасти, может быть, более древними (в западной части) породами, выходящими на дневную поверхность в ядрах антиклинальных складок.

Обрывки верхнетриасовых (карнийских и норийских) отложений уцелели от размыва в немногих местах. Послетриасовые поднятия по окраинам Удской зоны были весьма ощутительны, так как в нижнеюрское время в среднем течении р. Уды накопились мощные (от 200 до 2000 *м*) крупнообломочные континентальные образования, сложенные в нижней части разрушенным гранитным материалом.

Выше распространены порфириты и их туфы, перекрытые морской средней юрой.

Мощность средней юры достигает 1300—1600 *м*, верхней — 1500—1600 *м*. Разрез морской юры заканчивается верхневолжскими отложениями. Нижнемеловое время характеризуется возобновлением эффузивной деятельности. Мощные поля порфиритов и их туфов занимают все левобережье р. Уды. Среди туфов имеются пачки угленосных пород. Из полезных ископаемых описываемой зоны, вероятно, имеет значение россыпное золото, и с этой точки зрения бассейн р. Уды безусловно должен быть отнесен к числу перспективных. При этом наряду с аллювиальными россыпями современной речной сети значительный интерес представляет золотоносность древних рыхлых отложений.

На табл. 3 показано размещение полезных ископаемых в зонах Монголо-Охотской геосинклинальной области.

ВОСТОЧНО-АЗИАТСКАЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНАЯ ОБЛАСТЬ

СИХОТЭ-АЛИНСКАЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЬ

Зональность геологического строения Сихотэ-Алиня, на которую впервые обратил внимание Н. А. Беляевский, сейчас становится все более и более ясной и весьма характерной не только для Сихотэ-Алиня, но и для всей описываемой геосинклинальной области. С достаточной определенностью в данный момент можно выделить следующие зоны (с запада на восток), которым мы придаем следующие собственные наименования:

1) Ванданская зона, в пределах которой преимущественное развитие имеют верхнепалеозойские отложения;

2) Уссурийская зона с характерным для нее неглубоким залеганием древнейших толщ;

Таблица 3

Размещение полезных ископаемых в Монголо-Охотской геосинклинальной области (по периодам)

Возраст	Туранская зона	Зейско-Шантарская зона и зона Тукурингра	Хингано-Буреинская зона	Амуро-Забайкальская и Торомская зоны	Удская зона
Q	Золото (россыпное)				
Tr	Золото россыпное?, бурый уголь		Золото (россыпное)		Золото (россыпное)?
Cr_2			Олово, вольфрам, висмут, молибден, сурьма, флюорит	Бурый уголь, олово, ртуть	
Cr_1		Каменный уголь	Ртуть, золото, каменный уголь	Золото, молибден, сурьма, вольфрам (шеелит)	Золото
J					
T					
P C		Железо, золото, вольфрам (шеелит), платиноиды, сурьма	Молибден, золото, олово (пегматиты), вольфрам, мышьяк		
D		Марганец, известняк, мрамор			
S					
Cm			Железо, марганец, известняки		
Prz	Олово, вольфрам, молибден, редкие земли	Железо	Магнезит, мрамор, графит, корунд		
Ar					

3) Даубихинская зона — зона мощных мезозойских накоплений;

4) Центральная Сихотэ-Алинская зона с наиболее типичным для этой зоны мощным разрезом верхнепалеозойских пород и почти полным отсутствием мезозойских;

5) Тетюхинская зона, образованная мощными толщами верхнего палеозоя и мезозоя.

6) Приморская зона с характерным для нее преобладанием в верхней половине разреза вулканогенных пород.

1. Ванданская зона, пожалуй, наименее изучена по сравнению со всеми другими. Она протягивается в северо-восточном направлении от Гродековского района (через территорию Маньчжурии) до широты 52°, т. е. на расстояние более чем 1500 *км*; ширина зоны 100—150 *км*. В пределах зоны преобладают верхнепалеозойские, вероятно верхнекаменноугольные и пермские отложения, лежащие непосредственно на докембрийских кристаллических сланцах и гнейсах. Как в Гродековском районе, где разрез палеозоя начинается с сильно метаморфизованных филлитовидных сланцев и расланцованных песчаников, относимых к верхнему карбону, так и на севере, в хребте Ян-Огды, низы разреза в основном представлены метаморфическими сланцами и песчаниками, лежащими на докембрии. В средней части разреза наблюдаются диабазы и туфы, что также совпадает с разрезом Гродековского района, где мощная толща диабазов и порфиритов, лежащая в средней части разреза, относится к нижней перми. В хребте Ян-Огды развиты также мощные толщи яшмоидов с редкими пластами мраморизованных известняков. Общая мощность палеозоя не менее 6 *км*.

Верхним структурным этажом Ванданской зоны, отделенным от только что описанного нижнего яруса крупным несогласием, является полого дислоцированная толща мезозойских песчаников и сланцев, слагающая Суйфунский каменноугольный бассейн и относимая по возрасту к нижнему мелу. Аналогичная, но не угленосная толща полимиктовых среднезернистых и крупнозернистых песчаников и конгломератов, несогласно залегающая на палеозое, известна в хребте Ян-Огды. Мощность мезозойских отложений этой зоны достигает 1,5 *км*.

Таким образом, в разрезе Ванданской зоны выпадает весь нижний и средний палеозой, а также отсутствует весь нижний и средний мезозой (T + J), развитые в соседних Хингано-Буреинской и Хабаровской зонах.

Примерно к центральной части зоны как в Гродековском районе, так и на севере приурочены гранитоидные интрузии согласного складчатого типа. В хребте Ян-Огды подобная согласная интрузия, вытянутая по простиранию складок на расстояние более чем 150 *км* (при ширине массива 10—20 *км*), сложена гранодиоритами, переходящими по периферии интрузива в гранодиорит-порфиры и дациты.

Полезные ископаемые Ванданской зоны изучены слабо. Кроме каменных углей в Суйфунском бассейне и Ванданских месторождений марганца, связанных с верхнепалеозойскими кремнистыми сланцами, в ряде мест в результате шлихового опробования установлено присутствие олова, золота, вольфрама и ртути, но характер и практическая ценность этих рудопроявлений до сих пор остаются неясными. Необходимо обратить внимание на поиски каменных углей в основном в пределах Еврейской автономной области, где можно ожидать скрытые под четвертичным покровом широкой Амурской низменности угленосные толщи, аналогичные толщам Суйфунского, а также находящегося на территории Маньчжурии Хаулиганского (Хэганского) месторождений, входящих в состав Ванданской зоны.

2. *Уссурийская зона находится между Даубихинской и Ванданской зонами.* Она обладает непосредственно обнаженным на дневную поверхность или близко расположенным к ней древним кристаллическим

основанием, существенную роль в строении которого играют древние гранитоиды, прорывающие толщи разнообразных кристаллических сланцев и гнейсов, относящихся к архею. Часть гранитов прорывает значительно менее метаморфизованные породы (мраморы и сланцы, железистые роговики), а также филлиты, графитовые сланцы и песчаники, относимые к протерозою. Наиболее молодым членом этого древнего комплекса являются кембрийские преимущественно карбонатные осадки. Крупные структурные несогласия разграничивают архей, протерозой и нижний палеозой. Степень дислоцированности пород, включая нижнепалеозойские осадки, довольно значительная.

Для архея, протерозоя и нижнего палеозоя типичны северо-западные простирания. Более молодые палеозойские и мезозойские отложения здесь отсутствуют, так как в течение всего этого огромного отрезка времени данная область подвергалась непрерывному размыву в связи с медленными, но достаточно устойчивыми воздыманиями. В самом конце мела имели место локальные трещинные интрузии — дайки и мелкие штоки порфиров и гранит-порфиров. В кайнозое в ее пределах начались устойчивые погружения, сопровождавшиеся накоплением толщ рыхлых песчаников, гравелитов, конгломератов и глин, содержащих линзы бурого угля. В конце третичного периода происходило образование мало уплотненных песчаников и туфопесчаников.

Третичные отложения подверглись слабым местным дислокациям, благодаря чему четвертичные отложения, выстилающие днище Ханкайской озерной ванны, лежат без видимого углового несогласия на третичных осадках. Начало четвертичного периода, кроме того, ознаменовалось в целом незначительными излияниями андезито-базальтовых лав, главным образом тяготеющих к разломам, которые ограничивают края зоны.

С древними интрузиями связаны находки редкоземельных минералов. К протерозойским отложениям приурочены метаморфизованные месторождения железных руд осадочного происхождения и отдельные находки графита. Кембрийские известняки, важные как источник извести и цементного сырья, обнаруживают повышенную фосфатоносность, столь редкую в осадочных породах Дальнего Востока. Красноцветы и мощная кора выветривания, залегающие в основании толщи третичных отложений, открывают перспективы поисков глиноземистого сырья (бокситов) и каолинов. Выше лежащие горизонты третичных отложений важны в части разведок бурых углей. Большой интерес представляют интрузии гранитоидов вознесенского типа и сопровождающие их гидротермальные проявления, с которыми связаны Ярославское и Осиновское месторождения и рядом расположенные месторождения флюорита [1].

3. Даубихинская зона. Для рассматриваемой зоны типична многоэтажность строения. Нижний структурный этаж, образованный древнейшими кристаллическими сланцами и гнейсами, обнажен лишь вдоль северо-западных окраин; в пределах же всей остальной части зоны он находится на большой глубине и поэтому недоступен для изучения. Второй структурный этаж образован верхнепалеозойскими, каменноугольными и пермскими отложениями, суммарная мощность которых составляет много тысяч метров. Характерной особенностью верхнего палеозоя является весьма широкое распространение эффузивов, основных и средних в нижних горизонтах и более кислых (дацитовые порфириты и порфиры) в верхних. Нижние горизонты верхнепалеозойской толщи, повидимому, мало насыщены эффузивным материалом и местами представлены в угленосной фации. Наиболее энергично эффузивная деятельность проявлялась на полуострове Муравьева-Амурского

[1] Имеются основания утверждать также о палеозойском возрасте этих месторождений.

и в районе ст. Вяземской. Конец палеозоя ознаменовался довольно мощными тектоническими движениями, которые привели к смятию палеозойских отложений. Однако осадконакопление, повидимому, почти не прерывалось, так как на юге на берегах Японского моря нижний триас представлен своими самыми нижними горизонтами. Осадки нижнего и среднего триаса распространены лишь в южной части зоны, причем базальные толщи образованы мощными (сотни метров) молассоподобными конгломератами и песчаниками, которые возникли за счет размыва древних гранитоидов. Преимущественно из тех же пород образованы базальные слои верхнетриасовых отложений в северной половине зоны. Следует заметить, что обломочные накопления триаса, как это особенно отчетливо видно в песчаниках, произошли главным образом за счет разрушения древних микроклинсодержащих гранитов [1]. Мощность триасовых отложений достигает 3 *км*, около половины которых приходится на верхний триас. Несогласий в основании лейаса нет.

Отложения нижней половины мезозоя по степени метаморфизма мало, а иногда и вовсе не отличаются от осадков нижне- и верхнепермских отложений, хотя в целом первые все же обладают большей уплотненностью. Также незначительны различия структурного порядка, поскольку верхнепалеозойские и мезозойские отложения образуют сравнительно крупные складки, осложненные тектоническими нарушениями — надвигами и сбросами. Эти в общем не очень большие структурные отличия между верхнепалеозойскими и нижнемезозойскими отложениями позволяют рассматривать их совместно в виде отдельных частей второго структурного этажа.

Третий структурный этаж образован прерывистым покровом собранных в сравнительно простые широкие складки верхнеюрских и нижнемеловых отложений, которые залегают согласно в тех местах, где они встречаются совместно. Чаще осадки верхней юры из разреза выпадают и разрез начинается непосредственно с осадков валанжина, причем разрез всегда начинается с конгломератов, в гальке которых встречаются палеозойские и триасовые породы. Верхнеюрские и нижнемеловые отложения сложены преимущественно песчаниками. Нижнемеловые песчаники имеют туфогенное происхождение. Верхнемеловые отложения фаунистически не доказаны. Суммарная мощность разреза этой верхней части мезозоя обычно не менее 2—3 *км*. Степень метаморфизации осадков незначительная.

Четвертый структурный этаж сложен толщей кислых эффузивов предположительно верхнемелового возраста, которые располагаются на размытой поверхности дислоцированных более древних пород. Мощность эффузивов не превышает 1500 *м*. Дислокации в толще эффузивов не изучены. Повидимому, они не отличаются большой сложностью.

Наконец, пятый структурный этаж состоит из территориально ограниченных древними и современными впадинами в рельефе небольшой мощности толщами третичных и четвертичных осадков, среди которых лишь первые подверглись локальным дислокациям, во вторых дислокации могут быть выявлены лишь геоморфологическими методами.

Как для палеозойских, так и для триасовых отложений источники питания обломочным материалом располагались по сторонам от синклинория. Это доказывается смешанным составом зерен в песчаниках, которые состоят из пород кристаллического основания и пород верхнего палеозоя. Таким образом, Даубихинская зона в течение верхнего палеозоя — первой половины мезозоя являлась областью погружения и накопления осадков. Несмотря на крупнейшие по своим масштабам тек-

[1] Необходимо отметить, что микроклиновые граниты мало распространены в пределах Главного Сихотэ-Алинского антиклинория, но вместе с тем они часто встречаются среди пород, образующих древнее кристаллическое основание Уссурийской межгорной впадины.

тонические движения, происшедшие после байоса, в этой зоне стали развиваться нисходящие движения, которые в верхней юре и особенно в меловое время сопровождались накоплением обломочных толщ, что, повидимому, объясняется преемственностью в развитии этой структурно-фациальной зоны. Очевидно, не может быть признано случайным закономерное выпадение из разреза нижне- и среднетриасовых отложений и осадков третичного возраста, а также нижнемеловых и верхнеюрских отложений в Среднем Сихотэ-Алине. Не случайны также минимальное распространение третичных осадков в районах Среднего Сихотэ-Алиня и значительное сокращение мощности верхнетриасовых отложений. Все это, вероятно, связано с преемственностью в развитии структур и ослаблением процессов погружения в мезозое Среднего Сихотэ-Алиня.

Магматические проявления в Хабаровской зоне в значительной мере привязаны к границе последней с кристаллическим основанием Уссурийской зоны, которая, повидимому, представляет структурный шов — глубокий разлом. По нему в перми, первой половине юры(?) и в верхнем мелу, т. е. в эпохи наиболее значительных по своим масштабам тектонических движений, происходили магматические излияния. Рассмотрение химизма излившихся продуктов наглядно устанавливает почти непрерывный ряд от более основных (начало пермского времени) через средние (конец палеозоя и мезозой) до кислых (конец мезозоя). Эффузии резко преобладают над интрузиями, причем последние обладают гипабиссальным характером (штоки порфиров и гранит-порфиров). С удалением на восток от этого структурного шва магматическая деятельность сокращается: исчезают эффузии и в гипабиссальных интрузивных телах появляются не только гранит-порфиры, но и граниты и ультраосновные породы.

Часть зоны, примыкающая к Уссурийской, имеет наибольшую мощность стратиграфического разреза — свыше 10—12 *км*. Это указывает на значительные масштабы погружения, которые развивались одновременно с восходящим движением соседних зон.

Последние этапы развития Даубихинской зоны связаны с ростом Сихотэ-Алинского поднятия, благодаря которому он превратился из области погружения и накопления осадков в область восходящих движений и размыва. Отдельные пятна третичных отложений и местами широкие поля мощных новейших четвертичных осадков свидетельствуют об остаточных еще не вполне исчезнувших процессах погружения.

Фазы складчатости, проявлявшиеся в конце палеозоя, в середине мезозоя, вероятно перед излиянием кислых эффузивов и несомненно после них, обусловили сложность строения зоны, причем наибольшей мощностью обладает разрез отложения зоны, приближенный к окраине Уссурийской зоны.

Полезные ископаемые связаны с предшествующей геологической историей. Пока они изучены недостаточно. Имеющиеся данные свидетельствуют, что кабаргинский структурный шов представляет несомненный интерес для поисков малых металлов. Работы последних лет показали, что к полосе порфиров, обрисовывающих линию выходов кабаргинского шва на дневную поверхность, приурочены оловоносные участки, а отрезки шва, подчеркнутые выходами среднеюрских эффузий, несомненно обогащены киноварью. Касситерит и киноварь, встреченные в районе Кабарги, типичны также для Тетюхинской зоны, представляющей в значительной мере структурный аналог Даубихинской зоны. Это дает основание предполагать вероятность находок этих минералов в промышленных концентрациях также и в Даубихинской зоне [1].

[1] Работами последних лет было открыто Неробинское оловорудное месторождение, находящееся в разведке, что до некоторой степени подтверждает высказанное предположение.

Даубихинская зона, кроме того, интересна своей угленосностью, которая приурочена к слоям верхнего триаса и третичным отложениям. В южной части возможной угленосностью обладают также и верхнекаменноугольные отложения. Вероятность нахождения полиметаллов в этой зоне весьма велика.

Находясь в области общего погружения геологических структур к северу, Нижнее Приамурье, лежащее на продолжении Даубихинской зоны, характеризуется некоторыми особенностями, которые сближают Нижнее Приамурье с Монголо-Охотской геосинклинальной областью. Своеобразие это заключается в том, что в течение всей юры и начала мела здесь существовало прогибание и происходило мощное накопление сравнительно однообразных осадков флишевого характера. Общая мощность юрских — нижнемеловых отложений здесь достигает 4500—5000 *м*.

Источниками питания осадками для этой области служили поднятия внутри Восточно-Азиатской геосинклинали и суша, ныне скрытая под водами Охотского моря. Наличие этой суши устанавливается на основании изменения фаций от более мелководных к более глубоководным с северо-востока на юго-запад.

Пермские породы развиты здесь только в ядрах узких антиклинальных складок. На пермь с размывом ложится юра. Верхнетриасовые отложения, широко представленные в Монголо-Охотской геосинклинали, здесь не известны.

Юрские и валанжинские отложения, объединенные под названием амгунской серии, в послеваланжинское и доальбское время были смяты в линейные складки северо-восточного простирания.

К этому же времени приурочено и внедрение гранитоидов, с которыми связаны рудные месторождения Нижнего Приамурья. Здесь известны крупные проявления рудного золота (Агние-Афанасьевское месторождение) и мелкие месторождения олова, вольфрама и молибдена.

Некоторое опускание в альбское время обусловило морскую трансгрессию в пониженные участки начавшегося формироваться рельефа. Мощность альба не превышает 500 *м*.

Граниты северной части Нижнего Приамурья имеют посленижнемеловой возраст. С этими гранитами связана золотоносность, особенно широко проявленная по периферии Бикчиульского массива, и молибденоносность, приуроченная к более мелким гранитным телам.

4. Центральная Сихотэ-Алинская зона протягивается в северо-северо-восточном направлении от берегов Японского моря до Нижнего Приамурья. В структуре Сихотэ-Алиня она представляется в виде антиклинория. В строении зоны участвуют докембрийские парагнейсы, амфиболиты, слюдяные сланцы, кварциты и древние граниты, образующие нижний структурный этаж. Он проявляется в условиях воздымания оси антиклинория (берега Японского моря) в виде сильно выдвинутых обычно очень узких чешуй (Сандо-Вака, Хор и другие места). Непосредственно на этом древнейшем комплексе пород покоится весьма мощная, порядка 10—12 *км*, толща верхнепалеозойских отложений, сложенных в своей нижней части (верхний карбон?) филлитами и филлитовидными сланцами, переслоенными средне- и мелкозернистыми, иногда ритмически слоистыми (ленточными) и граувакковыми песчаниками, а в верхней части (нижняя и верхняя пермь) — преимущественно сланцеватыми аргиллитами, алевролитами и в меньшей степени песчаниками, кремнистыми породами, а также изредка известняками. Эта толща верхнепалеозойских отложений собрана в складки, не обнаруживающие ясно выраженной тенденции к опрокидыванию в ту или иную сторону.

Центральная часть зоны обрисована выходами наиболее древних горизонтов верхнепалеозойской толщи — осадками верхнего карбона

(ариаднинская свита), прорванными и метаморфизованными в контактах многочисленными крупными и мелкими интрузиями гранитов, габбро, диоритов, разнообразных жильных пород (аплиты, лампрофиры, порфиры и т. д.). Более высокие члены стратиграфического разреза в северной и южной частях зоны практически отсутствуют, если не считать тех, сравнительно небольших по своим размерам покровов четвертичных базальтов и верхнемеловых порфиров, которые ложатся на размытую поверхность более древних пород. Лишь в Южном Приморье, на берегах Японского моря, совместно с пермскими отложениями встречаются нижне- и среднетриасовые, представленные также черными глинистыми сланцами и песчаниками мощностью в несколько сот метров.

С востока зона ограничена одним из важнейших в Сихотэ-Алине структурных швов. Последний частью обрисован серией крупных тектонических разломов. Местами же, в среднем течении Бикина, на его простирании появляются покровы верхнемеловых порфиров, а в бассейнах рр. Хора и Самарги — значительные по своим размерам послескладчатые интрузии гранитов, относящиеся по возрасту к мелу или самому началу третичного периода (?).

Западная граница зоны также подчеркнута серией тектонических нарушений, в которых участвуют палеозойские породы Центральной Сихотэ-Алинской зоны и верхнетриасовые отложения Хабаровской зоны.

До верхней перми включительно рассматриваемая зона являлась областью весьма энергичного накопления осадков. Позднее, после варисской складчатости, она превратилась в область поднятия, в результате размыва которой в значительной мере возникли обломочные толщи верхнего триаса обеих смежных зон. Вероятно то же положение имело место в течение остальной части мезозоя и в кайнозое. В ранние этапы поднятие находилось в зачаточном состоянии и, повидимому, представляло прерывистую цепь островов.

Северная часть зоны (севернее долины р. Бикин), вполне вероятно, в течение мела представляла область энергичного накопления осадков. Последние сейчас уничтожены размывом. Районы, непосредственно тяготеющие к берегам Японского моря и представляющие самую южную окраину Центральной Сихотэ-Алинской зоны, также являлись областью осадконакопления в течение большей части мезозоя.

Полезные ископаемые Центральной Сихотэ-Алинской зоны представлены оловянными рудами, принадлежащими к кварцево-касситеритовому типу. В своей главной массе они территориально связаны с гранитными интрузиями. Характерной особенностью последних является довольно отчетливо ощущаемая, но в целом небольшая зараженность иттрием, входящим в ксенотим, фергусонит, ноэгит (?) и др. Известны также следы мышьякового оруденения. Осадочные толщи в южной части зоны обнаруживают признаки угленосности. Ряд слабо метаморфизованных кремнистых пород может явиться источником для получения динасового сырья. Встречающиеся здесь известняки отличаются своей чистотой, являясь прекрасным сырьем для получения воздушно-сухой извести, и могут быть использованы в качестве флюсов в металлургическом производстве.

Обнаруженные в недавнем прошлом интрузии траппов открывают некоторые перспективы для поисков алмазов в бассейне р. Анюя и соседних с ним районов.

5. Тетюхинская зона ограничивает с юго-востока Центральную Сихотэ-Алинскую зону. По ширине она несколько превосходит последнюю, обладая примерно одинаковой длиной. В геологическом отношении рассматриваемая зона обладает некоторым сходством с Даубихинской зоной. Здесь также в основании покоится древнее кристаллическое основание, выведенное на дневную поверхность лишь на самом юге, где в левобережье р. Сучана и в долине р. Судзуха в настоящее

время обнажены разнообразные кристаллические сланцы, прорванные мощными интрузиями основных пород и в меньшей мере гранитоидов. На кристаллическом основании покоится мощная (не менее 5—6 *км*) толща преимущественно обломочных верхнепалеозойских пород, которым подчинены редкие прослои известняков. Органические остатки в них свидетельствуют о том, что нижняя, менее мощная часть толщи соответствует верхнему, возможно даже среднему, карбону, а верхняя часть ее — нижней и верхней перми. Основные и средние эффузии, значительно увеличивающиеся вверх по разрезу и здесь совопрождающиеся горизонтами яшмоидов, являются характерными и важными составными частями толщи в самой южной части зоны. Складчатая структура палеозоя отличается исключительной сложностью, причем складки в районе Тетюхе и Лифудзина опрокинуты на северо-запад.

Отложения нижнего и среднего триаса в этой зоне не доказаны; вероятно, они выпадают из разреза. В то же время здесь распространен верхний триас, ложащийся с резким угловым несогласием на верхний палеозой. Верхний триас представлен весьма мощной (несколько тысяч метров) толщей обломочных пород, которой подчинены пачки кремнистых пород и изредка основных эффузивов. В районе рудника Тетюхе обнаружены известняки с фауной карнийского яруса. Верхний триас с возможным угловым несогласием перекрыт толщей нижне- и среднеюрских обломочных отложений, среди которых изредка встречаются кремнистые породы и еще более редко основные эффузивы (спилиты). Мощность этой группы отложений также весьма значительна. Все осадки нижней половины мезозоя весьма энергично дислоцированы, что является одной из весьма важных и характерных особенностей зоны. Складчатость имела место после средней юры, но до валанжина, отложения которого отделены от более древних резко выраженной поверхностью структурного несогласия.

Осадки валанжина [1] образуют основание чрезвычайно мощной почти лишенной внутриформационных несогласий толщи нижнемеловых отложений. В ее строении участвуют главным образом обломочные накопления (песчаники и глинистые сланцы), частично охарактеризованные морской фауной. Верхний мел, представленный также обломочными толщами, в южной части зоны представлен угленосной фацией (Сучанский бассейн).

Самые верхние горизонты мела представлены полого дислоцированными песчаниками датского яруса, на размытой поверхности которых покоится прерывистый покров кислых и средних эффузивов и их туфов. Эффузии главным образом тяготеют к границе, вдоль которой рассматриваемая зона соприкасается с Центральной Сихотэ-Алинской зоной. Здесь же встречаются наиболее крупные интрузии гранитоидов. В пределах остальной части зоны интрузивные породы встречаются сравнительно часто, но они нигде не образуют сколько-нибудь значительных по своим размерам тел. Характерной особенностью их служит довольно пестрый петрографический состав. Здесь наряду с аляскитами встречаются обычные граниты, диориты и даже габбро. Возраст интрузий главным образом посленижнемеловой или раннетретичный. Более древние гранитоиды возможны, но не доказаны.

Полезные ископаемые представлены оловянными рудами, принадлежащими главным образом к сульфидно-касситеритовому типу. Как правило, они непосредственно не связаны с телами гранитоидов. Ряд месторождений имеет важное практическое значение. Встречающийся здесь же кварцево-касситеритовый тип оруденения, повидимому, в промышленном отношении не благонадежен. Из прочих полезных ископаемых важнос

[1] На юге валанжин подстилается верхнеюрскими (преимущественно песчаниковыми) отложениями с морской фауной.

экономическое значение имеют каменные угли Сучана. Возможно, в дальнейшем приобретет практический интерес киноварь, появление которой было зарегистрировано в нескольких точках зоны.

6. Приморская зона протягивается узкой полосой более чем на 1200 км, располагаясь между Сахалинской зоной с ее огромными мощностями (свыше 14 км) третичных и верхнемеловых отложений и зонами Сихотэ-Алиня, где мощность соответствующих отложений относительно невелика. Приморская зона своеобразна. Это своеобразие заключается в вулканогенном характере пород, ее слагающих. Повидимому, зона располагается вдоль крупного «вулканического шва», доставившего на дневную поверхность за сравнительно короткий срок (с верхнего мела до конца третичного или начала четвертичного периода) колоссальную массу вулканических продуктов в виде разнообразных лав и туфов, а также в виде неглубоких, преимущественно трещинных, приповерхностных интрузий.

Стратиграфический разрез зоны недостаточно еще изучен, но несомненно, что вулканогенные образования в несколько тысяч метров мощности здесь резко преобладают над осадочными. Последние встречаются спорадически и всегда в континентальных (часто угленосных) фациях. В южной части зоны преобладают продукты кислых извержений (кварцевые порфиры, липариты и их туфы), в северной, наоборот,— эффузивы и туфы основной и средней кислотности. Как на севере, так и на юге наблюдается некоторая ритмичность: в начале каждого ритма поступают продукты более основные, в конце — более кислые. Таков, например, верхнемеловой ритм Южного Приморья (Тетюхе-Лифудзинский район), где в низах разреза наблюдаются порфириты и их туфы, сменяющиеся вверх по разрезу туфами и лавами кварцевых порфиров и липаритов. Таков же ритм и верхнетретичных извержений, начинающийся с мощных излияний базальтов и андезитов (преимущественно миоцен) и заканчивающийся миоценовыми дацитами и липаритами, отдельные покровы которых, горизонтально лежащие поверх дислоцированных верхнемеловых и нижнетретичных вулканогенных толщ, наблюдаются в том же Тетюхе-Лифудзинском районе.

По наблюдениям С. А. Музылева, в Лифудзинском районе ритмичность свойственна и трещинным интрузиям, но эта ритмичность обратна ритмичности поверхностных излияний, а именно — внедрения начинаются с более кислых пород (гранит-порфиры) и заканчиваются основными (интрузивные андезиты). Однако, как уже упоминалось, Приморская зона изучена слабо, хотя она заслуживает самых тщательных петрографических исследований, поскольку на протяжении верхнего мела и всего кайнозоя эта зона была источником пирокластических продуктов, которые поступали как на восток, так и на запад и участвовали в образовании туфов или пород туффитов Сахалина и западных склонов Сихотэ-Алиня.

Еще более велико и пока недостаточно оценено значение этой зоны как источника определенного типа минерализации. В ее пределах известна Тетюхинская группа полиметаллических месторождений, крупные оловянно-сульфидные месторождения (Больше-Синанчинское, Сталинское, Хрустальное) и другие не столь крупные месторождения гидротермального типа. Известными сейчас месторождениями едва ли исчерпываются все минеральные богатства этой зоны. Связь этих месторождений с третичными трещинными интрузиями и их эпитермальное в большинстве случаев происхождение несомненны. За последнее десятилетие в северной части Приморской зоны (Усть-Амурский вулканический район) во многих местах были установлены вторичные кварциты и связанные с ними проявления корунда, алунита, диаспора и других высокоглиноземистых минералов. Кроме того, было установлено, что золоторудное месторождение Белая Гора, с его огромными, но, правда,

убогими рудами, также связано с вторичными алунитсодержащими кварцитами. Вторичные кварциты обнаружены сейчас и в Южном Приморье, где они также алунитоносны. Действительно, Приморская зона представляет собой не только огромный вулканический пояс, но, видимо, и столь же огромный рудный пояс со специфическим типом минерализации. Этот рудный пояс еще ждет своего исследования.

НИППОНСКАЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЬ

Необходимо остановиться на вопросе о положении о. Сахалина по отношению к рассмотренным структурам. Этот вопрос уже неоднократно обсуждался в литературе, причем, несмотря на пространственную близость Сахалина к Сихотэ-Алиню, большинство геологов проводит между ними резкую (и принципиальную) границу. И в самом деле, геология Сахалина существенно отличается от строения материка. Поэтому Сахалин ниже выделен в особую Сахалинскую зону.

Сахалинская зона. Наиболее характерным для этой зоны является: 1) огромная мощность верхнемеловых и третичных отложений; 2) выпадение из стратиграфического разреза почти всего мезозоя и 3) сильная складчатость третичных отложений.

Схема геологического строения Сахалина, как известно, сравнительно проста: срединная часть острова сложена палеозойскими породами, остальное пространство занято толщами молодых осадков, собранных в ряд параллельных складок. Следовало бы срединное палеозойское ядро Сахалина, вытянутое узкой полосой почти на всем протяжении острова — от параллели 51°30′ до южной оконечности Сахалина — выделить в особую подзону. Последняя во многом напоминает Центральную Сихотэ-Алинскую зону, так как и та, и другая сложены примерно одинаковыми и по возрасту, и по литологии породами.

Центральная Сихотэ-Алинская зона в нижнем и среднем мезозое была областью поднятия, вокруг которой формировались мощные толщи верхнетриасовых, юрских и нижнемеловых отложений, срединное же палеозойское ядро Сахалина во второй половине мелового периода начало погребаться под мощным покровом осадков верхнемелового (около 5 *км*) и третичного возраста (около 9 *км*), из третичных отложений на один плиоцен падает (на Северном Сахалине) около 3 *км*.

Как меловые, так и третичные отложения Сахалина, в общем достигающие мощности 14 *км*, представляют собой многократное переслаивание морских и угленосных, а также иногда и вулканогенных (верхи мела, верхний олигоцен) образований.

Формирование складчатой структуры Сахалина происходило в несколько фаз, из коих главные — киммерийская фаза, ларамийская фаза (относительно слабая, так как местами третичные отложения на верхнемеловых лежат без видимого несогласия) и, наконец, основная фаза складчатости, падающая на конец плиоцена — начало плейстоцена.

Полезные ископаемые в пределах срединного палеозойского ядра о. Сахалина изучены крайне слабо. Известно, что в связи с небольшими интрузивами гранодиоритов там намечается золотое оруденение, о котором можно судить по наличию золотоносных россыпей по р. Лангери; имеются сведения о полиметаллических рудах, о сурьме, ртути, марганце, но все это остается пока не обследованным. Следует рекомендовать систематическую геологическую съемку Сахалина масштаба 1 : 200 000 с попутным проведением шлиховых работ, которые во многих местах Дальнего Востока привели к открытию рудных месторождений.

Основными же полезными ископаемыми Сахалина пока остаются каменный уголь и нефть, связанные с третичными отложениями. В табл. 4 дано размещение полезных ископаемых Восточно-Азиатской геосинклинальной области.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Настоящая статья, осветившая в самом сжатом виде геологическое строение Дальнего Востока, дала принципиально новое районирование указанной территории, основанное на богатом фактическом материале, полученном главным образом в годы Сталинских пятилеток. В отличие от ранее созданных схем новое геологическое районирование Дальнего Востока проведено с учетом территориального размещения полезных ископаемых, что должно облегчить направление их дальнейших поисков.

Геологическое районирование южной части Дальнего Востока позволяет прийти к некоторым выводам в вопросах распределения эндогенной минерализации в пределах выделенных зон. В табл. 5 сделана попытка представить распределение минерализации во времени. Намечаются следующие четыре главнейшие металлогенические эпохи: докембрийская, палеозойская (главным образом верхнепалеозойская), мезозойская (среднеюрская — нижнемеловая), кайнозойская. Последняя подразделяется на два этапа: верхнемеловой — палеогеновый и неогеновый.

Для докембрийской эпохи, наиболее отчетливо проявленной в пределах Алданской окраины Сибирской платформы, наряду с золотом характерно присутствие ценного нерудного сырья (флогопит и горный хрусталь) и редкоземельных минералов.

Палеозойская металлогеническая эпоха сравнительно ясна лишь в Монголо-Охотской геосинклинальной области. К ней приурочены многочисленные и иногда достаточно крупные месторождения золота. Существенное значение также имеют молибден (Умальтинское месторождение), железо и вольфрам (шеелит Харгу-Селемджинского района). Еще очень слабо изучена палеозойская металлогения олова, сурьмы и висмута. Привлекательны, но еще далеко не ясны перспективы минерализации, связанной с палеозойскими и докембрийскими массивами ультраосновных и основных пород, в связи с их возможной платиноносностью и алмазоносностью.

Все же пока главнейшее значение в горнопромышленном отношении для Дальнего Востока имеют месторождения, связанные с мезозойской и кайнозойской металлогеническими эпохами.

К мезозойской эпохе приурочены значительные месторождения золота (Нижнее Приамурье, Центральный Сихотэ-Алинь, а также намечающийся перспективный район Западного Приохотья). Менее важны мезозойские месторождения олова и других редких и малых металлов (молибден, вольфрам, сурьма, ртуть).

Для кайнозойской металлогенической эпохи (включая сюда также и верхи мела) наиболее существенна оловорудная минерализация сульфидно-касситеритового типа. Крупные месторождения Малого Хингана и Южного Приморья (Микояновское, Лифудзин, Хрустальное, Сталинское и др.) приурочены именно к этой эпохе. Важное значение имеют также серебро-свинцово-цинковые руды (Тетюхе).

Мало изучена наиболее молодая верхнетретичная эпоха со своеобразной низкотемпературной минерализацией золота (Белая Гора) и алюмокварцитов (Усть-Амурский вулканический район), проявляющаяся на востоке материка и возможно на о. Сахалине.

Из табл. 5 видно, что некоторые металлы, весьма характерные для Дальне-Восточной рудоносной провинции, устойчиво сохраняют свое значение в течение ряда последовательных металлогенических эпох.

В этом отношении особенно показательно золото, различные проявления которого прослеживаются в породах всех возрастов, от протерозоя, а может быть отчасти даже архея, до неогена. До известной степени это относится и к олову. Последнее, первоначально давая скудные проявления в палеозое и более крупные в мезозое, образует весьма высокие концентрации на границе мела и палеогена.

Таблица 4

Размещение полезных ископаемых в Восточно-Азиатской геосинклинальной области (по периодам)

	Сихотэ-Алинская геосинклиналь						Ниппонская геосинклиналь
Возраст	Ванданская зона	Уссурийская зона	Даубихинская зона и Нижнее Приамурье	Центральная Сихотэ-Алинская зона	Тетюхинская зона	Приморская зона	Сахалинская зона
Q			Бурый железняк, золото и олово (россыпное)	Золото (в россыпи)			
N		Диатомит, трепел, каолин, лигнит, олово россыпное	Олово россыпное, диатомиты, каолины			Золото, высокоглиноземистое сырье, ртуть	Бурый уголь, нефть, газы, ртуть ?
Pg	Бурый уголь ?	Бурый уголь; вероятны бокситы	Бурый уголь		Бурый уголь, олово	Бурый уголь, диатомиты	Диатомиты, каменный уголь, нефть, газы
Cr_2			Золото, молибден, редкоземельные минералы		Полиметаллы, олово в скарнах	Олово, полиметаллы	Каменный уголь, платиноиды
Cr_1		Каменный уголь	Каменный уголь, золото, вольфрам, олово, молибден	Каменный уголь, золото			
J			Олово, мышьяк, флюорит	Олово, иттриевые минералы			Золото, полиметаллы?, сурьма
T_3		Каменный уголь	Каменный уголь			Известняки	
T_{1+2}							
P	Марганец		Силициты	Каменный уголь, силициты	Силициты	Известняки	Марганец
C	Олово	Олово, флюорит					
D							
S							
Cm		Известняки					
Prz		Редкоземельные минералы, железо, графит, мрамор		Редкоземельные минералы, железо, вольфрам (шеелит)			Сульфиды?
Ar		Мрамор					

Таблица 5

Эндогенная минерализация главнейших структурных элементов Дальнего Востока

Металлогеническая эпоха		Алданская окраина Сибирской платформы, включая ее протерозойское окаймление (зоны Становика и Джугджура)	Монголо-Охотская геосинклинальная область	Восточно-Азиатская геосинклинальная область		Северные окраины Китайской платформы
				Сихотэ-Алинская геосинклиналь, включая Нижнее Приамурье	Ниппонская геосинклиналь	
Кайнозойская	Ng			Золото, ртуть, алюмокварциты	Ртуть	
	Cr_2-Pg	Золото, молибден, железо, олово	Олово	Олово, свинец, цинк, серебро, флюорит, редкие земли, мышьяк, сурьма, ртуть	Платина	
Мезозойская ($J_2—Cr_1$)		Золото	Золото, молибден, вольфрам, мышьяк, сурьма, ртуть	Золото, олово, вольфрам, молибден, мышьяк		
Палеозойская			Железо, золото, вольфрам, молибден, олово, платина, висмут, сурьма	Железо, олово, редкие земли, флюорит	Золото	Олово
Докембрийская		Золото, флогопит, редкие земли, горный хрусталь, корунд, железо, никель				Золото?, редкие земли

Выявленную закономерность едва ли можно считать случайной, так как оба эти металла (золото и олово) являются наиболее характерными и ведущими в металлогении материковой части Дальнего Востока.

Изложенный материал позволяет сделать следующие выводы, существенные для дальнейшего направления геологопоисковых работ в пределах выделенных структурно-фациальных зон:

1. Алданская окраина Сибирской платформы (в пределах восточной ее части) перспективна для поисков золота, связанного с малыми близповерхностными интрузиями щелочного и субщелочного состава. Важно также проследить в восточном направлении докембрийский флогопитовый и хрусталеносный пояс Алдана.

2. В зоне Становика наиболее актуальной задачей следует считать локализацию рудоносной провинции свинца и редких металлов, контуры которой намечаются на стыке Алданской окраины Сибирской платформы и протерозойской складчатой зоны Становика.

3. Хребет Джугджур вызывает значительный интерес для поисков руд (титаномагнетитов и никеленосных пирротинов), связанных с габбро-анортозитовым комплексом. Эта же зона перспективна для поисков золота. Необходимо, кроме того, проверить оловоносность области развития верхнемезозойских эффузивов Охотского побережья.

4. В Монголо-Охотской геосинклинальной области, особенно в ее наименее изученной восточной части (Тугуро-Удский район), следует провести широкие геологопоисковые работы с целью локализации намечающегося здесь значительного нового золотоносного района. В Зейско-Шантарской зоне развернуть широкие поиски железорудных месторождений, в первую очередь охватив ими районы распространения нижне- и среднепалеозойских, приемущественно карбонатных и эффузивных толщ.

Необходимо дальнейшее изучение оловоносности Хингано-Буреинской зоны. Особенно интересно проследить намечающийся Хингано-Буреинский оловоносный пояс к северу и северо-востоку от известных оловоносных районов в верховьях рр. Селемджи, Торома и Тыла и еще далее на север в направлении хребта Джугджур. Первые рекогносцировочные исследования (1949 г.), уже выявили широкое распространение касситерита в аллювии ряда рек, впадающих в Охотское море.

Сихотэ-Алинская геосинклиналь еще далеко не раскрыла своих возможностей как крупнейший оловорудный район. Здесь необходимо:

а) продолжить изучение намечающегося перспективного оловоносного пояса западного Сихотэ-Алиня и установить его продолжение на юг и на север от Ипполитовского (Ярославского) оловорудного узла и проверить оловоносность площади развития кислых эффузивов в верховьях рр. Улахэ, Сандагоу и Аввакумовки (Южное Приморье);

б) продолжить исследование нового оловоносного района в бассейне рр. Тумнин и Хунгари;

в) проверить наличие графита, железных руд и редкоземельных элементов в отложениях докембрия.

В свете новых данных, полученных за последние годы работы в бассейнах рр. Анюй и Тумнин, неотложной задачей является выяснение золотоносности Центральной Сихотэ-Алинской зоны.

На очереди проблемы поисков алюмокварцитов и связанного с ними высокоглиноземного и абразивного сырья в Приморье и разворот поисков эпитермальных золоторудных месторождений вулканического типа, широко проявленных во внутренней зоне Тихоокеанского рудного пояса.

5. Совершенно не разведана металлоносность Сахалинской зоны, где, по аналогии с о. Хоккайдо, следует ожидать выявления месторождений золота, ртути и платины. В районах с благоприятной геоморфологической обстановкой провести рекогносцировочные исследования по алмазам.

В настоящем издании имеются следующие вклейки:

1. Схема геологического районирования Урала (между страницами 124—125)
2. Рис. № 1. Схема металлогении Северной части среднепалеозойской геосинклинали Тянь-Шаня (между стр. 246—247)
3. Рис. № 2. Схема металлогении Тянь-Шаня и Памира (между стр. 260—261)
4. Диаграмма химического состава герцинских интрузивных пород Зайсанской геосинклинали (между стр. 358—359)
5. Схема распространения структурно-металлогенических зон на территории Зап. Сибири, Красноярского края и Тувы (между стр. 404—405)
6. Схематическая карта распределения главнейших рудных проявлений Восточного Забайкалья (между стр. 492—493)
7. Схема геологического районирования южной части Дальнего Востока (между стр. 536—537)

5141