

**В. Н. ОХОТНИКОВ**

**ГЕОЛОГИЯ  
РУДНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ  
ПОЛЯРНОГО УРАЛА**



**ИЗДАТЕЛЬСТВО  
«НАУКА»  
ЛЕНИНГРАДСКОЕ  
ОТДЕЛЕНИЕ**

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
КОМИ ФИЛИАЛ  
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ

552.2

В. Н. ОХОТНИКОВ

ГЕОЛОГИЯ  
РУДНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ  
ПОЛЯРНОГО УРАЛА

1569



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
ЛЕНИНГРАД • 1975



Геология рудных образований Полярного Урала. О х о т и м -  
к о в В.Н. Изд-во „Наука“, Ленингр. отд., 1975, 175 с.

Работа является первым публикуемым очерком геологии рудных образований Полярного Урала. В ней приведены основные положения стратификации доордовикских и ордовикских отложений, охарактеризованы циклы и этапы тектоно-магматического развития региона и увязана с ними эволюция рудных образований. Охарактеризованы известные рудные эндогенные месторождения и проявления; установлено, что подавляющее количество их представлено разновозрастными образованиями гидротермального и метасоматического генезиса. Пегматитовые и пневматолитовые проявления имеют сокращенное развитие, обусловленное малыми глубинами формирования гранитоидных комплексов. Размещение в пространстве эндогенных месторождений и рудопроявлений подчинено тектонической зональности, отражающей этапы геологического становления района. Охарактеризованы выделенные металлогенические зоны и подзоны. Выяснено, что в металлогенической оценке Полярного Урала важнейшая роль принадлежит не только зонам и подзонам субмеридионального уральского плана дислокаций, но и развитым одновременно с ними и частично наложенным поперечным подзонам субширотного простирания. На площади металлогенических зон и подзон доордовикских тектоно-магматических циклов и этапов рудные скопления с практическим значением локализируются преимущественно в узлах сочленения субмеридиональных и поперечных к ним складчатых структур. В зонах и подзонах позднего заложения главное рудоконтролирующее значение принадлежит глубинным и оперяющим их разломам. Месторождения формируются в определенной стадийности, увязывающейся с эволюцией поперечных складчатых структур. Библ. - 74, рис. - 7.

О т в е т с т в е н н ы й   р е д а к т о р

М. В. Ф И Ш М А Н

О  $\frac{20803-617}{055(02)-75}$  286-75

© Издательство „Наука“, 1975

Тем, кто прокладывает первые маршруты в Полярном Урале посвящается...

К северу от 66-й параллели, на продолжении уральских горных структур, расположена обширная область Полярного Урала. Большая ее часть находится за полярным кругом, удалена от населенных пунктов и поэтому долгое время оставалась вне сферы геологического изучения. Лишь в конце 30-х годов начались первые еще робкие геологические исследования Полярного Урала. За сравнительно короткий 25-30-летний период в северной его части обнаружены месторождения и рудопроявления молибдена, железа, свинца, цинка, сурьмы, тантала, золота, меди и других металлов. Суровый и некогда далекий край начал раскрывать свои тайны.

Цель настоящей работы заключается в попытке найти место процессам рудогенеза в сложной многогранной эволюции Полярного Урала, выяснить условия образования и размещения месторождений и на основе этих данных облегчить дальнейшие поиски эндогенных руд. В ней рассмотрена лишь наиболее изученная, преимущественно горная часть Полярного Урала, ограниченная на юге и севере соответственно долинами рр. Соби и Байдараты. Эта часть от районов, расположенных южнее, отличается не только сравнительно большей шириной (до 100 км) распространения горных сооружений и меньшими отклонениями их к востоку от меридионального простираения, отмеченными еще А.Г.Шренком (1855), но также развитием иных фаций, особенно в Западной зоне. Долина р. Соби является своеобразной границей между северной и южной частями Полярного Урала. Здесь „гаснут“ структурно-фациальные зоны северной половины, а развитая вдоль восточного склона хребта цепь крупных интрузий гипербазитов приобретает почти широтное простираение за счет „давливания“ на запад перидотитов горного массива Рай-Из. Клином вдается с запада на восток в структуры

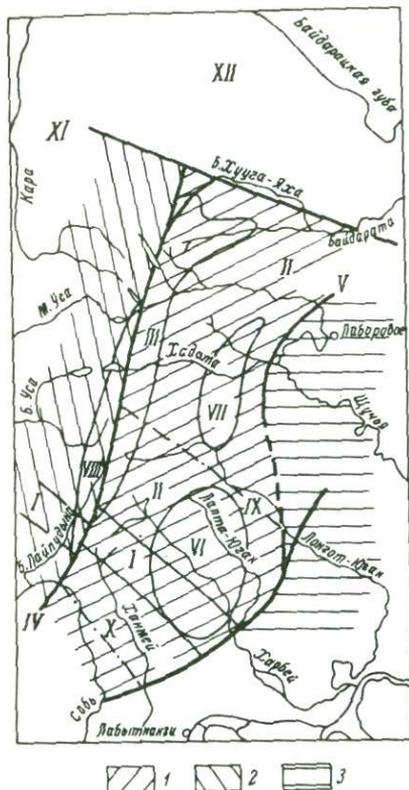


Рис.1. Схема пространственного размещения важнейших тектонических подразделений Полярного Урала.

Структурно-фациальные зоны: 1 - Восточная, 2 - Западная, 3 - Малоуральская. I - зона дифференцированных древних поднятий; II - Хадатинско-Ханмейская подзона; III - Усинско-Байдарацкая подзона; IV - Западный глубинный разлом; V - Восточный глубинный разлом; VI - Харбейское поднятие; VII - Марункеуское поднятие; VIII - Пайпудынский прогиб; IX - Лонгот-Юганская поперечная антиклиналь; X - Собская поперечная антиклиналь; XI - система Хуутинских глубинных разломов; XII - Байдарацкий периклиналиальный прогиб.

осевой части Полярного Урала Лемвинская структурно-фациальная зона, свойственная западному склону Урала.

На севере рассматриваемая часть Полярного Урала ограничена системой Хуутинских глубинных разломов северо-западного простирания (рис. 1). К северу за ними расположена малоизученная область Байдарацкого периклиналиального прогиба, в субширотных структурах которого толщи нижнего палеозоя вновь представлены в других фациях. Таким образом, нами рассмотрен лишь один из очень крупных и древних уральских узлов, обладающий в общем единым геологическим строением.

Огромное разнообразие горных пород, слагающих Полярный Урал, их глубокий метаморфизм, особенно вдоль восточного склона хребта, и практическое отсутствие среди них органических остатков обусловили естественную сложность в выясне-

нии геологического строения этой области. Не случайно, что до сих пор различные исследователи предлагают для нее разнообразные стратиграфические построения. Вместе с этим ни одна из существующих стратиграфических схем не объяснила тех закономерностей в распределении эндогенного оруденения, которые выяснены в последние годы. Особенно это касается титанового и медного оруденений, локальное развитие которых в пределах Восточной металлогенической зоны не укладывалось в рамки существующих стратиграфических и тектонических построений. Это обстоятельство обязало автора вновь пересмотреть стратиграфические подразделения „немых” толщ, начав его с выделения литологических комплексов, поскольку они, как известно, являются основой последующих стратиграфических построений. Имеющиеся фактические материалы, главным образом авторские литолого-стратиграфические разрезы и описания разнообразных конгломератов, помогли уточнить предлагаемые ниже стратиграфическую последовательность метаморфических комплексов и тектонические особенности района, которые не только объясняют закономерности пространственного размещения эндогенного оруденения в северной части Полярного Урала, но и привели, на наш взгляд, к единой основе разнообразные стратиграфические построения.

В работе использованы результаты 16-летних исследований автора, а также данные, полученные в разные годы большим коллективом геологов. Автор старался не упустить ни одного из исследователей, отдавая должное собранному фактическому материалу. Глубокую благодарность выражает автор Георгию Петровичу Софронову — первооткрывателю Харбейского молибденового месторождения и основоположнику планомерных геологических исследований Полярного Урала.

РАСЧЛЕНЕНИЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ТОЛЩ  
И СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ  
ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ОБРАЗОВАНИЙ

---

По современным положениям, изложенным в работах Г.П.Софронова (1956), Н.П.Хераскова (1948), В.Н.Охотникова (1968а), М.Е.Раабен (1959), А.С.Перфильева (1968), в горной части Полярного Урала известны образования двух самостоятельных циклов геосинклинального развития. К наиболее древнему из них относятся глубоко метаморфизованные доордовикские отложения, слагающие сложные складчатые сооружения Восточной структурно-фациальной зоны. Залегающий стратиграфически выше комплекс объемлет толщи ордовикского, силурийского и девонского времени, развитые преимущественно в Западной структурно-фациальной зоне. Границей между зонами является Западный глубинный разлом (рис.1), вытянутый вдоль орографической оси Полярного Урала (Охотников, 1968б).

Восточная зона протягивается на расстояние более 370 км от р. Соби на юге и до р. Байдараты на севере. Ввиду преобладающего развития эффузивных образований и находящихся в ассоциации с ними различных интрузивных образований эта область многими исследователями рассматривается как доордовикская эвгеосинклиналь (Сергиевский, Петрова, 1962; Перфильев, 1968; Охотников, 1968а). На востоке складчатый комплекс ее прорван мощными интрузиями гипербазитов, далее которых, уже в области развития увалов Малого Урала, расположена ордовикская эвгеосинклиналь.

Западная зона соответствует ордовикской миогеосинклинали (Перфильев, 1968; Охотников, 1968а). Во внутренней ее части установлены отдельные выходы доордовикских отложений; толщи ордовика характеризуются преобладанием грубозернистых терригенных фаций и ограниченным развитием магматических проявлений. От зоны ордовикской эвгеосинклинали она

отделена Полярно-Уральским поднятием, структуры которого входят в складчатый доордовикский комплекс Восточной зоны.

Вследствие сравнительной простоты сложения внутреннее расчленение Западной зоны не встречало особенных затруднений. Предложенные автором этой работы в 1955 г. стратиграфические подразделения отложений ордовика были приняты исследователями поздних периодов. Менялись лишь названия свит и уточнялись границы их распространения. Внутреннее расчленение Восточной зоны, наоборот, сопряжено с серьезными затруднениями. Глубокий, очевидно, неоднократный метаморфизм доордовикских отложений и отсутствие в них органических остатков настолько осложнили исследования доордовикской эвгеосинклинали, что расчленение слагающих ее образований и хронологические подразделения известных здесь обильных интрузивных проявлений, несмотря на, казалось бы, большую изученность зоны, и по сей день не представляются достаточно ясными.

Не существует также твердой уверенности в синхронности доордовикских отложений, развитых в Восточной и Западной зонах ордовикской миегеосинклинали. По имеющимся данным и сопоставлению литолого-стратиграфических разрезов, намечаются литологическое сходство и равнозначная последовательность накопления для верхних частей разреза доордовикских отложений каждой из зон. Однако мощности отложений и взаимоотношения выделяемых стратиграфических подразделений уже существенно различны. В связи с этим известные и предлагаемые ниже стратиграфические построения требуют доказательства.

Автором сведены и обобщены данные имеющихся к настоящему времени 150 литолого-стратиграфических разрезов, составленных разными исследователями в различные периоды изучения северной части Полярного Урала, и проведена классификация известных ранее и обнаруженных в последние годы выходов конгломератов. Детальный анализ этих материалов позволяет сделать ряд важных выводов, касающихся главным образом стратиграфии и тектоники Полярного Урала (Охотников, 1968).

1. В Восточной зоне для доордовикских образований Полярного Урала различными исследователями выделялись одни и те же литологические комплексы. Однако каждый из исследователей присваивал им различные названия свит и придавал иные стратиграфические положения. Литологические комплексы представлены: а) гнейсами дистековыми, ставролитовыми, амфиболовыми; б) мраморами и кварцитами, переслаивающимися

с хлорито-серицитовыми и серицито-кварцевыми сланцами; в) вулканогенными образованиями, в составе которых находятся андезитовые, андезито-базальтовые порфиры, туфы, туфолавы, туфоагломераты, вулканогенные хлоритовые сланцы, амфиболиты, конгломераты; г) терригенными отложениями, объединяющими глинистые, песчанистые, углистые, графитоидные, серицито-кварцевые, хлорито-серицито-кварцевые сланцы, песчаники, песчаные известняки, конгломераты.

2. Сопоставляя данные литолого-стратиграфических разрезов удается достаточно надежно провести границы распространения каждого литологического комплекса. При этом выясняется, что они образуют субмеридиональные вытянутые полосы, чередующиеся между собой.

3. Между перечисленными комплексами существует определенная пространственная связь. Так, например, в разрезах, составленных многими исследователями, выявляется постоянное сохождение вулканогенного и терригенного комплексов. В контакте с эффузивными образованиями чаще всего находятся углистые и графитоидные сланцы. Такую связь В.Н.Гессе указывает в районе г. Ампель-Кеу, в долинах рр. Кем-Резь-Рузи и Ноде-Яги; С.Г.Караченцев - в бассейне р. Соби; А.С.Перфильев - в долинах рр. Немур-Югана и Крестовой; В.Н.Охотников - в долине истоков р. Б. Харбея; А.В.Шимбалюк и Ю.Ю.Эрвье - в долине рр. Лонгот-Югана и Б.Харбея; А.П.Белюсов - в долине р. Гена-Хадаты; Ю.Н.Никитин - в долине р. Хадаты и т.д. Отмечена также пространственная связь парагнейсов с амфиболитами вулканогенного комплекса в долинах рр. Б.Харбея и Лапта-Югана.

Вместе с этим, по данным Н.И.Поповича, В.Н.Охотникова, А.С.Перфильева, А.В.Шимбалюка и Ю.Н.Никитина, устанавливается отчетливая пространственная связь вулканогенного комплекса с мраморами и кварцитами в долинах р. Немур-Югана и руч. Карского (рис.2).

Сопоставление разрезов, составленных различными авторами, свидетельствует о существовании в северной части Полярного Урала определенной связи между литологическими комплексами. Яркий пример такой связи наблюдается в долине р. Немур-Югана, где к западу и востоку от полосы распространения комплекса мраморов и кварцитов расположены полосы развития сначала вулканогенного, а затем терригенного комплексов. Такое чередование полос распространения литологических комплексов до установления базальных поверхностей слоев в них может рассматриваться как признак и синклинальной, и антиклинальной структуры.

4. Между указанными литологическими комплексами обычно не наблюдаются резкие и отчетливые границы. Особенно это относится к контактам вулканогенного и терригенного комплексов на многих участках. Так, по данным А.С.Перфильева и В.Н. Охотникова, в долине руч. Кузь-Шора (истоки р. Б.Харбея) углистые сланцы терригенного комплекса переслаиваются с туфоагломератами и кварцевыми порфирами. То же можно наблюдать в долине истоков р. Крестовой, а также в долине р. Гена-Хадаты, по данным А.В.Цымбалюка, и на левом склоне долины р. Хадаты, по сведениям Ю.Н.Никитина.

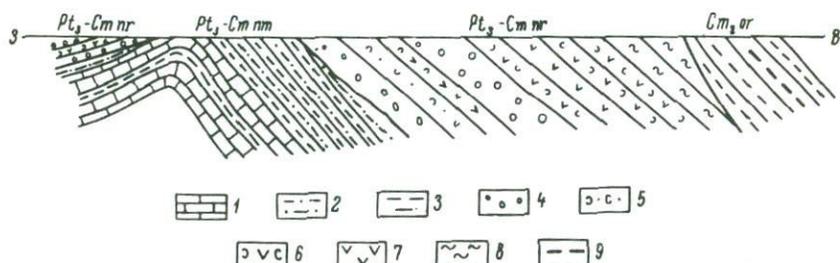


Рис. 2. Разрез восточного крыла Немур-Юганской антиклинали.

1 - мраморы, 2 - кварциты, 3 - сланцы кварцево-серицитовые и хлорито-серицитовые, 4 - конгломераты, 5 - туфы андезитовые, псефитовые, 6 - туфы андезитов, 7 - порфиры андезитовые, 8 - сланцы вулканогенные, 9 - сланцы углисто-глинистые; свиты:  $Pt_3-Cmnm$  - немурюганская,  $Pt_3-Cmnr$  - няровейская,  $Cm_3or$  - орангская.

Анализ литолого-стратиграфических разрезов свидетельствует также о том, что на границе между литологическими комплексами во многих случаях залегают конгломераты, установленные в долинах руч. Кузь-Шора (В.Н.Охотников и А.С.Перфильев), р. Б. Ханмея (С.Г.Караченцев), р. Ноде-Яги (В.Н.Гессе), р. Байдараты (Ю.С.Бушканец) между углистыми и графитоидными сланцами терригенного комплекса и амфиболитами в долинах ручьев Бурного, Гинана, Заозерного, Ханмей-Шора и р. Саль-Тальбы. Известны также конгломераты между комплексом мраморов и кварцитов и контактирующей с ним вулканогенной толщей в долинах рр. Гена-Хадаты и Немур-Югана.

Таким образом, между литологическими комплексами на территории Восточной зоны Полярного Урала наблюдаются пограничные пакеты, представленные чередованием слоев горных пород граничащих комплексов. В составе их принимают участие конгломераты, которые залегают в виде двух-трех линз или горизонтов, чередующихся со слоями горных пород ниже- или вышележащего литологических комплексов. Горизонты конгломератов не прослеживаются на большие расстояния; количество их непостоянно. В истоках руч. Кузь-Шора (бассейн р. Харбея) между вулканогенным и терригенным комплексами наблюдаются три горизонта конгломератов, восточнее — уже один, в долине руч. Турмалинового — два, в долине руч. Ступенчатого — два-три, а южнее — вновь один.

Конгломераты имеют характер внутрiformационных горизонтов. Однако, входя в состав пограничных полос между литологическими комплексами и будучи распространенными на широкой площади, они приобретают характер базальных слоев, особенно если в их составе отмечается галька подстилающих и инородных горных пород. Эта особенность залегания конгломератов свидетельствует о том, что смена во времени периодов накопления одного литологического комплекса другим сопровождалась неоднократными, очевидно, мелкими движениями разного знака, суммарное значение которых приводило в конечном итоге к изменению условий осадконакопления. Именно по этой причине между литологическими комплексами нередко отсутствуют резкие границы, вследствие чего горные породы двух, а подчас и трех литологических комплексов объединялись в понятие одной свиты. В частности, таковой в современном представлении многих исследователей Полярного Урала стала няровейская свита позднего докембрия-кембрия, в которую необоснованно были введены горные породы трех последних из перечисленных литологических комплексов.

5. Анализ собранных сведений свидетельствует о том, что в полном стратиграфическом разрезе отложений, развитых в горной части Полярного Урала, существует четыре горизонта базальных конгломератов: а) между литологическим комплексом мраморов и кварцитов, с одной стороны, и вулканогенным комплексом — с другой; б) между вулканогенным и терригенным комплексами; в) в основании разреза палеонтологически охарактеризованных отложений ордовика; г) в основании фаунистически охарактеризованных нижнекаменноугольных отложений.

Каждый из них отличается от другого не только положением между определенными литологическими комплексами, но и своеобразием цемента, набором гальки, ее величиной,

степенью окатанности и, наконец, мощностью в целом всего горизонта. Изучение этих конгломератов свидетельствует о том, что между выделенными литологическими комплексами не только существует пространственная связь, но устанавливается вполне определенная стратиграфическая последовательность.

Так, конгломераты, залегающие между мраморами и кварцитами и вулканогенным комплексом в долине рр. Немур-Югана и Гена-Хадаты, по данным В.Н. Охотникова, А.В. Цымбалюка, Ю.Н. Никитина, А.С. Перфильева, содержат обильную гальку мраморов и кварцитов, а также гранитоидов. Эффузивные горные породы в гальке конгломератов (за исключением редких включений эпидозитов) неизвестны. Галька хорошо окатана, имеет уплощенную чечевицеобразную форму, сцементирована туфами андезитовых порфиритов, прослой которых наблюдаются как в конгломератах, так и в вышележащей вулканогенной толще. На основании этих данных для вулканогенного комплекса устанавливается более высокое стратиграфическое положение по сравнению с комплексом мраморов и кварцитов.

Конгломераты, установленные на границе вулканогенного и терригенного комплексов, уже резко отличны. Они залегают или непосредственно у подошвы горизонта углистых и графитовидных сланцев, или в некотором удалении от нее. В зависимости от этого цемент их представлен либо песчаниками, либо углистыми, графитовидными и серицит-кварцевыми сланцами, обломки которых нередко встречаются в гальках. В составе конгломератов явно преобладает галька различных эффузивных горных пород и гранитоидов. Галька кварцитов, мраморов и амфиболовых сланцев встречается крайне редко, форма ее изометричная, нередко угловатая; сортированность гальки плохая. Судя по этим данным, указанные конгломераты являются образованиями более поздними, чем вулканогенный комплекс.

Соответственно приведенным сведениям три из указанных четырех литологических комплексов получают совершенно определенное стратиграфическое положение относительно друг друга в разрезе древних толщ Полярного Урала. Нижним из них является комплекс мраморов и кварцитов, выше следует вулканогенный, перекрываемый терригенным комплексом с углистыми и графитовидными сланцами в основании.

В нижней части стратиграфического разреза доордовикских образований, по-видимому, залегают ставролитовые, дистеновые и амфиболовые гнейсы. Непосредственные взаимоотношения их с указанным выше комплексом мраморов и кварцитов на Полярном Урале неизвестны, вследствие чего положение гнейсов в стратиграфическом разрезе доордовикских образований не имеет твердых доказательств и является предметом оживленной

дискуссии. Судя по ряду структурных построений (Охотников, 1968а) и облеканию гнейсов вулканогенным комплексом, состоящим преимущественно в восточной части доордовиковской эвгеосинклинали из амфиболитов, представляется наиболее вероятным, что вулканогенная толща и следующий выше терригенный комплекс являются образованиями более поздними.

б. Сумма признаков перечисленных конгломератов позволяет объединить разрозненные выходы их в единые горизонты. Вместе с этим устанавливается единая возрастная принадлежность надконгломератовых слоев даже в том случае, если они обладают различной степенью метаморфизма и известны в западной или восточной частях доордовиковской эвгеосинклинали.

Так, выше конгломератов, залегающих на границе вулканогенного и терригенного комплексов, в центральной части доордовиковской эвгеосинклинали, в долинах ручьев Ханмей-Шора (В.Я. Устинов) и Ступенчатого (А.В. Цымбалюк, Ю.Ю. Эрвье) установлены черные графитоидные сланцы суммарной мощностью до 200 м. В западной части доордовиковской эвгеосинклинали выше этих же конгломератов, по данным В.Н. Охотникова (1968а), А.С. Перфильева (1968), Ю.Ю. Эрвье (1965г.), А.В. Цимбалюка (1960г.), залегают черные углистые сланцы, суммарная мощность которых также определяется 200 м.

Как углистые, так и графитоидные сланцы в сочетании с одними и теми же терригенными горными породами выделялись в различные свиты, хотя, как следует из анализа конгломератов, обладают единым базальным слоем. Кроме того, о принадлежности их к единой толще свидетельствуют одинаковая мощность пакетов и, судя по данным многочисленных разрезов, — одинаковый характер переслаивания тех и других с терригенными породами. Таким образом, графитоидные сланцы центральной и восточной частей доордовиковской эвгеосинклинали и углистые сланцы западной ее части, связанные общностью условий седиментации и залегающие выше одного и того же горизонта конгломератов, являются единой толщей. Это убедительно доказано детальными работами, в результате которых в долинах рр. Лонгот-Югана и Щучьей горизонт углистых сланцев прослежен из западной в центральную и восточную части доордовиковской эвгеосинклинали, где развитие графитоидных сланцев объясняется общим высоким метаморфизмом горных пород (Охотников, 1968а, 1973).

С появлением в разрезе терригенного комплекса графитоидных сланцев ниже их обязательно появляются амфиболиты. Это обстоятельство проявляется особенно наглядно при сопоставлении разрезов, выполненных А.С. Перфильевым (1968), С.Г. Караченце-

вым и В.Я.Устиновым для территории нижнего течения р. Б. Ханмея (рис.3). Здесь толщи терригенного комплекса собраны в субмеридиональную синклиналиную складку и обрамлены с запада и востока горизонтом указанных выше конгломератов. Последние на западе, в долине руч. Турмалинового, налегают на вулканогенную толщу и перекрываются углистыми сланцами; на востоке, в центральной части доордовикской эвгеосинклинали, в долине руч. Ханмей-Шора, — на амфиболиты, перекрываясь графитоидными сланцами. Аналогичные соотношения указанных отложений известны во многих районах Полярного Урала. При этом амфиболиты, по данным В.Н.Гессе, В.А.Чепкасова, А.В.Цымбалюка, Ю.Е.Молдаванцева, В.Я.Устинова и других геологов, на основании наблюдения в них реликтов являются продуктом метаморфогенных преобразований вулканогенных пород.

Следовательно, по мере продвижения к востоку наблюдается не только метаморфогенное замещение углистых сланцев графитоидными, но и подстилающих их вулканитов амфиболитами. Это является результатом одновременного метаморфизма вместе взятых горных пород терригенного и вулканогенного комплексов. Убедительным доказательством накопления отложений терригенного комплекса до проявления интенсивного метаморфизма служит состав базальных конгломератов. В гальке их в изобилии присутствуют продукты денудации эффузивных горных пород и чрезвычайно редко — амфиболиты, даже в том случае, если на толще последних непосредственно залегают конгломераты.

Доказательства синхронного накопления отложений вулканогенного комплекса и эффузивов, превращенных в амфиболиты, наблюдаются не только в разрезах. В долине р. Щучьей прослежены пакеты, сложенные вулканогенными породами, которые переходят в амфиболиты и амфиболовые гнейсы (Охотников, 1973). В связи с этим в каждой полосе развития одного и того же литологического комплекса, расположенной восточнее по сравнению с предыдущей, устанавливается постепенное повышение степени метаморфизма горных пород. Амфиболиты являются глубже метаморфизованными аналогами эффузивных горных пород одного и того же вулканогенного комплекса, а графитоидные сланцы — измененными аналогами углистых сланцев единого терригенного комплекса.

7. Литологические комплексы доордовикских отложений характеризуют определенные этапы геологического развития Полярного Урала и являются поэтому самостоятельными стратиграфическими единицами. Соответственно перечисленным выше

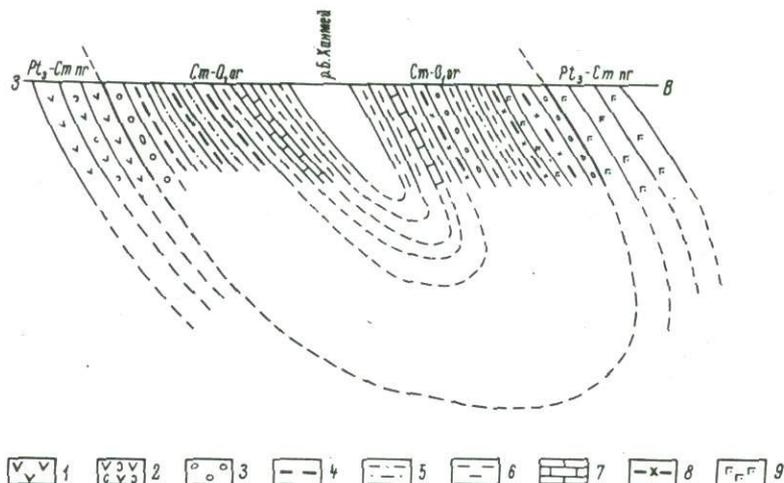


Рис. 3. Поперечный разрез долины р. Б.Ханмея.

1 - эффузивы среднего и основного состава, 2 - туфы андезитов, 3 - конгломераты с галькой эффузивов, 4 - сланцы углисто-глинистые, 5 - кварциты, 6 - сланцы серицито-хлоритовые, 7 - известняки мраморизованные, 8 - сланцы графитоидные, 9 - амфиболиты, 10 -  $Pt_3-Cm nr$  няровейская, 11 -  $Cm-O, or$  орангская.

комплексам снизу вверх выделяются следующие свиты (рис.4): а) париквасьшорская - гнейсы дистеновые, ставролитовые, слюдяно-гранатовые; б) немурюганская - мраморы, кварциты, хлорито-серицитовые и серицито-кварцевые сланцы; в) няровейская - конгломераты, вулканогенные зеленые сланцы, эффузивы основного, среднего и кислого состава, амфиболиты, амфиболовые гнейсы; г) орангская - конгломераты, углистые, графитоидные сланцы, песчаники, серицит-хлорито-кварцевые сланцы, мраморизованные известняки, слюдяные гнейсы.

8. Анализ литолого-стратиграфических разрезов, наблюдаемых в Западной зоне ордовикской миогеосинклинали, свидетельствует о существовании базальных конгломератов лишь на границе доордовикских и ордовикских отложений. Однако и здесь в некоторых случаях устанавливается взаимосвязь подстилающих и перекрывающих образований. Особенно

ярко она выражена вдоль границы Западной и Восточной структурно-фациальных зон. В долинах рр. М.Щучьей и Байдараты развита толща темных полимиктовых и известковистых песчаников, которая с подстилающими отложениями орангской свиты в ряде мест связана пограничным пакетом мощностью около 100 м. В нем переслаиваются полимиктовые песчаники и серицито-кварцевые сланцы, характерные для верхней подсвиты орангской свиты. Вместе с тем в истоках р. Байдараты эта толща трансгрессивно налегает на углистые сланцы нижней подсвиты орангской свиты, а в основании ее появляются песчаники с линзовидноволнистой текстурой, характерной для прибрежных отложений. Здесь же темные полимиктовые песчаники в составе тельпосской свиты нижнего ордовика переслаиваются с кварцито-песчаниками. Севернее, как и в истоках р. М.Щучьей, известны разрезы, в которых породы тельпосской свиты полностью замещаются полимиктовыми песчаниками, выделенными в верхнебайдарашскую свиту. В этих случаях без перерыва на ее песчаниках залегают ритмичные песчано-сланцевые отложения хыдейской свиты.

Накопление вышележащих ордовикских толщ совершалось без существенных перерывов. Между ними обычно наблюдаются весьма постепенные взаимопереходы, обусловленные многократным переслаиванием слоев горных пород граничащих литологических комплексов. Таковы контакты кварцито-песчаников наиболее нижней тельпосской свиты нижнего ордовика с вышележащими сланцево-песчаниковыми отложениями хыдейской свиты нижнего-среднего ордовика. Некоторое исключение представляет граница хыдейской свиты с вышележащей вулканогенной изьяхойской свитой, поскольку здесь появляются прослои маломощных конгломератов. Но и в этом случае совершенно отчетливо наблюдается переслаивание пачек горных пород граничащих толщ, среди которых присутствуют прослои конгломератов. Анализ имеющихся литолого-стратиграфических разрезов однозначно свидетельствует о внутрiformационном характере конгломератов и об отличии их от конгломератов, залегающих в основании тельпосской свиты нижнего ордовика.

Верхняя часть разреза палеозойских отложений представлена карбонатной толщей пайпудынской свиты, в которой собраны органические остатки силурийского возраста. Среди мраморов и песчаников этой свиты установлены прослои вулканогенных пород, что рассматривается как указание на возможную взаимосвязь ее с изьяхойской вулканогенной свитой.

В долине р. Соби наблюдается верхний член стратиграфического разреза Полярного Урала, представленный нижнекаменноугольными отложениями. Базальные конгломераты их насыщены галькой горных пород доордовикских и ордовикских отложений, а также микроклиновых гранитов.

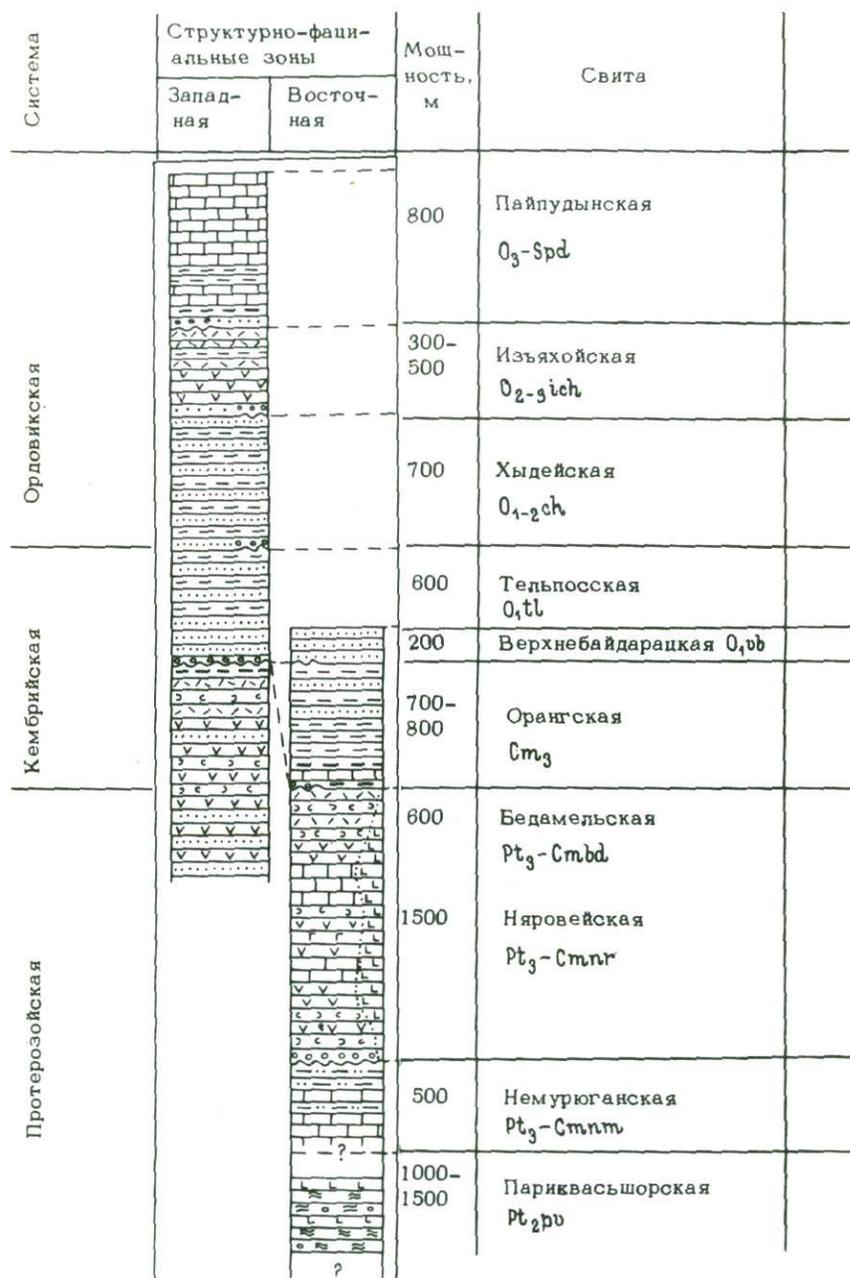


Рис. 4. Стратиграфическая колонка и корреляция свит структурно-

---

Известняки, кварцито-песчаники, кварцево-хлоритовые сланцы, углистые сланцы, конгломераты. Фауна: *Striclandia*, *Stromatoporidae*, *Favosites*, *Alveolites*, *Crassialveolites*

---

Кварцито-песчаники, хлоритовые сланцы, порфириты дацитовые, андезитовые, базальтовые; липариты. Фауна: *Thamnopora Steinger*

---

Кварцито-песчаники, хлорито-кварцевые сланцы, конгломераты. Фауна: *Thamnopora Steinger*, *Striatopora Hall*.

---

Гравелиты, конгломераты, кварцито-песчаники с *Angarella*

---

Песчаники полимиктовые, известковистые

---

1569 Сланцы серицито-кварцевые, углисто-глинистые, углистые, графитовые, известняки, песчаники, конгломераты

---

Порфириты дацитовые, андезитовые, базальтовые; липариты, туфы, туфопесчаники, редкие известняки с *Vermiculites irregularis Reith*, *Vericularites concretus Z.Zhur*.

Порфириты базальтовые, диабазовые, андезитовые, их туфы; липаритовые порфиры, вулканогенные сланцы, амфиболиты, гнейсы амфиболовые, конгломераты

---

Кварциты, кварцево-серицитовые сланцы, мраморы с *Collenia maslovi Volog.*

---

Амфиболиты слюдяные и гранатовые; гнейсы амфиболовые, полевошпатовые, дистеновые и ставролитовые

фациальных зон Полярного Урала.



Начало геологического становления Полярного Урала относится к периоду накопления отложений париквасьшорской свиты. Однако вследствие последующих глубоких метаморфогенных изменений многие вопросы тектонического строения района в эту эпоху не представляются достаточно ясными. В более южных районах Урала, по данным А.А.Пронина (1965) и М.И.Гараня (1960), формирование уральского кристаллического фундамента, вероятно, относится к раннепротерозойскому времени. Глыбы кристаллического фундамента, являющиеся результатом раскалывания крупной эпипархейской платформы в процессе байкальского тектогенеза, они указывают в области Башкирского и Урал-Тауского поднятий. При этом А.А.Пронин высказывает мысль о том, что гнейсы париквасьшорской свиты по особенностям положения их в структуре района соответствуют гнейсам (абсолютный возраст 3300-2400 млн лет) Тараташской и Губенской антиклинорных структур.

Гнейсы париквасьшорской свиты собраны в складки северо-западного простирания. Данные магнитометрических и гравиметрических исследований свидетельствуют о том, что эти складки соответствуют полосе развития крупных дифференцированных поднятий, вытянутых в северо-западном направлении поперек Полярного Урала. Эта полоса поднятий на юго-востоке соединяется с кристаллическим фундаментом Западно-Сибирской низменности, в пределах Полярного Урала она располагается между долинами р. Лонгот-Югана на севере и р. Собью - на юге. Сюда входят поднятия Манита-Нырды и Енганэ-Пэ, а также цепь мелких поднятий, расположенных ближе к Русской платформе (рис. 1).

В ранних работах Н.П.Херасков (1948), а затем А.С.Перфильев (1968) эту зону выделили как Собское<sup>1</sup> поперечное поднятие. На магнитометрических картах она вырисовывается как единая глубинная структура. По данным гравиметрических работ, внутри ее установлены отдельные аномальные блоки положительного значения, соответствующие выводу на дневную поверхность масс большой плотности. Такие блоки пространственно соответствуют Манита-Нырду и полю распространения гнейсов париквасьшорской свиты.

Время становления северо-западной зоны древних дифференцированных поднятий относится к добедамельской эпохе, что устанавливается по своеобразному изменению фаций в бедамельской свите и особенно в толщах нижнего и среднего ордовика в области Манитанырдского брахиантиклинального поднятия.

В разрезах бедамальской свиты здесь резко сокращается значение лав. В составе ее доминируют терригенные отложения. Песчаники ордовикских отложений характеризуются слабой сортированностью и насыщены обильным детритусовым материалом. В последующие эпохи отдельные поднятия этой зоны не испытывали энергичных погружений и относились к областям устойчивых поднятий, в пределах которых накапливались мало-мощные грубозернистые осадки.

Отчетливая гравиметрическая положительная аномалия, свидетельствующая о большой плотности масс гнейсов, чуждая полярно-уральскому направлению, ориентированность выступа их и „обволакивание” его амфиболитами няровейской свиты, а также и более поздними отложениями орангской свиты (Охотников, 1968а) указывают на принадлежность гнейсов париквасьшорской свиты к наиболее древним образованиям. Выступ их между рр. Харбеем и Ханмеем является древним ядром, возникшим, очевидно, в доньяровейскую эпоху. Севернее к аналогичным структурам принадлежит Марункеуский и Лаборовский выступы (Охотников, 1973). Они относятся к фрагментам самостоятельных цепей поднятий, которые на северо-западе в Западной зоне отражены группой позже сформированных мелких структур Усватинского и Оченырдынского поднятий. Северная из них, представленная на юго-востоке Лаборовским выступом, выделена в Пырьяхинскую зону.

<sup>1</sup> Название теперь следует признать неудачным, поскольку поднятие расположено к северу от долины р. Соби. С последней же совпадает Собская поперечная антиклиналь. Нередко путают эти весьма различные структуры, ввиду чего в дальнейшем Собское поднятие мы называем зоной древних дифференцированных поднятий (прим. автора).

Вслед за формированием жестких структур и выводом их на дневную поверхность территория Полярного Урала испытала полную структурную перестройку. В позднем протерозое-кембрии на раздробленном кристаллическом фундаменте закладываются прогибы уральского структурного плана. В этом находится доказательство яркого проявления байкальской складчатости. Примечательно, что движения ее более интенсивно проявились там, где установлены выступы древнего кристаллического фундамента. С этой точки зрения, территория Полярного Урала более сходна с Башкирским Уралом, чем с расположенными ближе средней и центральной его частями.

Позднепротерозойско-кембрийский цикл развития Полярного Урала начинается с накопления сланцев, мраморов и кварцитов немурюганской свиты. Удивительная выдержанность по простиранию и сохранение одних и тех же фаций в свите подчеркивают, в общем, довольно спокойную обстановку накопления отложений. Только в конце этого периода ощущается незначительная активизация, завершившаяся локальным поднятием части района. Она не вносит существенных изменений в структуру района, сохраняя приобретенный ею субмеридиональный план. Размыву в это время подвержены, очевидно, не только верхние части разреза немурюганской свиты, но и древние выступы гнейсов. Галька этих горных пород наблюдается в конгломератах, подстилающих лежащие выше вулканогенные образования няровейской свиты. Примечательно, что в составе конгломератов появляется галька гранит-аплитов, которые не известны в достаточно хорошо изученной полосе распространения немурюганской свиты. Это обстоятельство позволяет предполагать, что такого состава интрузии должны были находиться среди гнейсов древних выступов, где последующие глубокие изменения горных пород и инъекция более поздних гранитов привели к полной утрате ранними интрузиями первоначального облика.

Вслед за этим перерывом территория Полярного Урала испытывает резкое погружение, сопровождающееся энергичной вулканической деятельностью. Вулканогенные образования этого века на западе и востоке рассматриваемого района существенно отличны. В западной части, вытянутой вдоль горных массивов Манита-Нырда на юге и Оче-Нырда на севере, они представлены туфами, песчаниками, туффитами бедамельской свиты. Роль в стратиграфическом разрезе ее лав среднего и кислого состава постепенно возрастает к северу с приближением к Оченырдскому району. Восточная половина северной части Полярного Урала, наоборот, характеризуется доминирующим развитием лав среднего и основного состава, образующих няровейскую свиту. Туфы и лавы кислого состава наблюдаются в верхней части ее разреза.

Таким образом, с самого начала периода накопления вулканогенных образований в Полярном Урале обособились две субмеридионально вытянутые тектонические зоны. Западная из них соответствует внешней части развивавшейся геосинклинали, Восточная - внутренней эвгеосинклинальной зоне, выполненной мощным покровом лав смешанного состава (рис.1, 5).

Западная зона изучена слабо ввиду ограниченного развития отложений бедамельской свиты, открытых большей частью под терригенными образованиями ордовика. В Восточной зоне излияния лав сосредоточены преимущественно в Харбейском и Марункеуском районах, а также, очевидно, к югу от долины р. Соби. Перечисленные районы рассматриваются как центры проявления доордовикского вулканизма (Охотников 1968а). Они образуют цепь, вытянутую в субмеридиональном направлении вдоль внутренней расслабленной части доордовикской эвгеосинклинали, получившей название Центрального глубинного разлома. Существование его подтверждается развитием в пространственной связи с центрами вулканической деятельности массы мелких интрузий гипербазитов, габбро-диабазов и эруптивных аппаратов.

Инверсия байкальской геосинклинали сопровождалась извержениями лав кислого состава, образованием туфолав и туфокогломератов. Значительная часть площади эвгеосинклинали в виде крупных островов выводится в это время на поверхность. Развитие их доказывается анализом фаций и мощности орангской свиты (Охотников, 1968а). Отложения этой свиты облекают Марункеуское и Харбейское островные поднятия. Вблизи их мощность конгломератов и углистых или графитидных сланцев орангской свиты не превышает 200 м, но возрастает к западу с удалением от них до 800-1000 м. Одновременно в разрезе сокращается роль конгломератов и углистых сланцев, появляются алевролиты и глинистые сланцы, несколько возрастает значение мраморизованных известняков. Тогда в целом по своему составу приближается к фациям открытого бассейна.

Напротив, вдоль поднятых структур, судя по распространению и фациальному составу, отложения орангской свиты накапливались в узких проливах и лагунах, которыми отделялись друг от друга Марункеуское, Харбейское, а также, очевидно, и другие крупные островные структуры. Доминирующее значение гальки эффузивов в составе конгломератов орангской свиты свидетельствует об энергичной денудации в это время поднятий островных структур. Эти поднятия усложняют, но не нарушают общий структурный план, характерезующийся формированием субмеридионально ориентированных структур. Но вместе с тем появляющиеся в этот период между крупными островными под-

нятиями субширотно ориентированные проливы являются структурами уже иного плана. К ним относятся Лонгот-Юганский и Собский проливы, на месте которых позже возникают субширотно ориентированные (поперечные) складчатые структуры, носящие те же названия (рис. 1, 5).

Последующее раннекаледонское развитие Восточной зоны Полярного Урала совершается в условиях размыва байкальских островных поднятий. Продукты разрушения их входят в состав верхнекембрийских отложений орангской свиты. Увеличение мощности ее и преобладание в верхней части разреза более глубоководных осадков на западе свидетельствуют о постепенном изменении условий осадконакопления и формировании вдоль западной границы доордовикской геосинклинали Усинско-Байдарацкого субмеридионально вытянутого синклинного прогиба (рис. 1). Мощность осадков в нем достигает 800-100 м, подчеркивая существование в конце века накопления отложений орангской свиты почти нормальных геосинклинальных условий, сменивших лагунно-континентальный режим. Установленная приуроченность к нему пояса габбро-диабазовых интрузий, мелких тел гипербазитов и рудных месторождений убеждает в том, что заложение этой структуры связано с зоной Западного глубинного разлома.

В Западной зоне терригенные отложения, аналогичные образованиям орангской свиты, в составе бедамельской свиты неразрывно связаны с подстилающими и переслаивающимися с ними эффузивами. Видимо, в этой зоне наблюдается непрерывный цикл развития, завершающийся накоплением осадков в мелководных лагунно-континентальных условиях.

Сравнительно непродолжительный период накопления отложений орангской свиты завершился на границе кембрия и ордовика полной инверсией доордовикской геосинклинали и интенсивным проявлением раннекаледонской складчатости. В это время формировалось Полярно-Уральское антиклинальное поднятие, в сложении которого принимают участие обе подсвиты орангской свиты. К западу, северу и востоку от него закладывались ордовикские прогибы, выполненные впоследствии осадками различной фациальной принадлежности (рис. 6). К западу от поднятия в миогеосинклинальных условиях отлагались грубозернистые осадки. В базальных слоях их установлены обломки углистых сланцев орангской свиты, свидетельствующие о денудации Полярно-Уральского поднятия уже в раннем ордовике. На севере, особенно в северной части Усинско-Байдарацкого прогиба, вдоль периферии Полярно-Уральского поднятия сохранились узкие локальные прогибы, отделенные от остальной части ордовикской геосинклинали серией мелких поднятий. В них накапливались нижнеордовикские песчаники верхнебайдарацкой свиты,

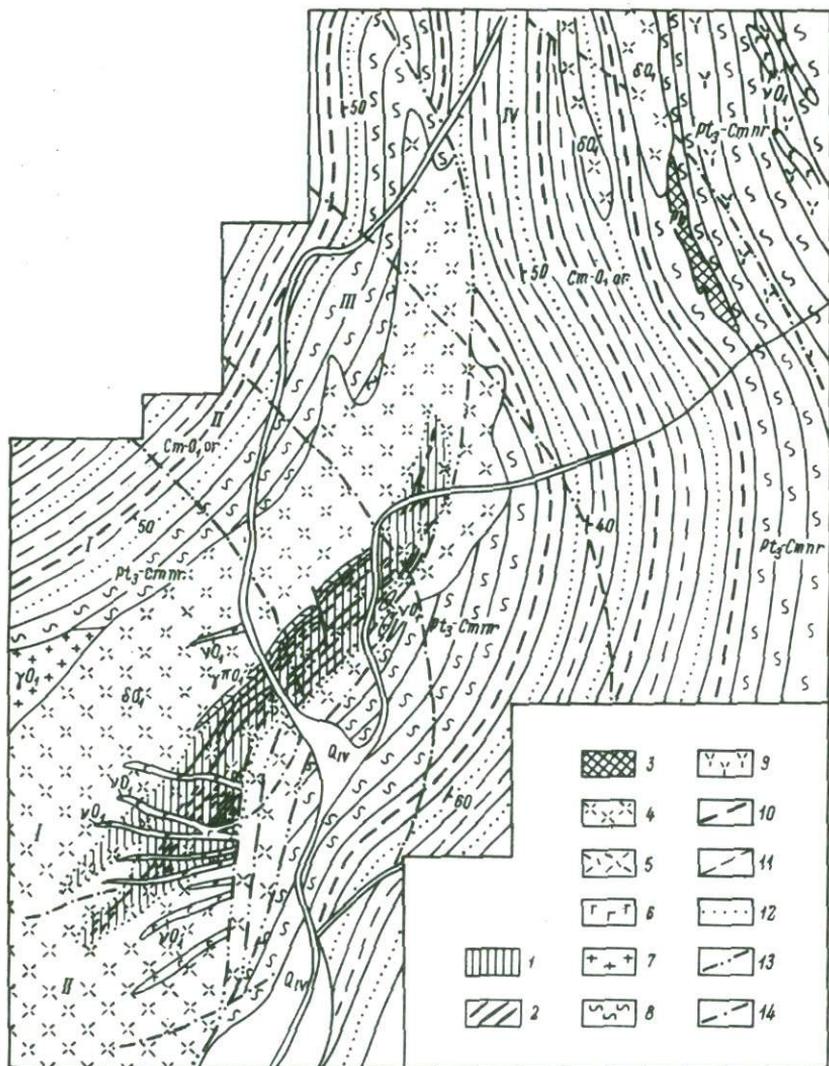


Рис. 6. Схематическая геологическая карта Харбейского вольфрам-молибденового месторождения. Составлена по материалам А.К.Полякова, П.Е.Лалетина, С.С.Иванова, В.Н.Охотникова, Т.А.Помиженко.

1 - рудная зона; 2 - кварц-шеелит-молибденитовые и кварц-молибденит-халькопиритовые жилы; 3 - скарны с халькопиритом и галенитом; 4 - плагиоклаз-амфиболовые гнейсы

которые большей частью неразрывно связаны пограничным пакетом с подстилающими их сланцами орангской свиты.

Следовательно, инверсия доордовикской геосинклинали совершалась с различной скоростью восходящих движений. Северная ее часть значительно отставала в общей тенденции воздымания, в связи с чем в области северной периклинали Полярно-Уральского антиклинального поднятия нередко наблюдается непрерывный процесс осадконакопления от позднего кембрия до позднего ордовика включительно.

Южная (харбейская) часть Полярно-Уральского поднятия именуется различными исследователями либо Харбейским (Перфильев, 1968), либо Няровейским антиклинорием и обычно отождествляется с зоной Центрально-Уральского или Уралтауского поднятия. Тем не менее к югу все в целом поднятие замыкается в бассейне р. Хараматалоу и, таким образом, не имеет с последним непосредственной связи. Сравнение его с Ляпинско-Исовским поднятием Приполярного Урала, относимого всеми исследователями к зоне Уралтау, свидетельствует о том, что Полярно-Уральское поднятие расположено восточнее осевой части и по своему пространственному положению более отвечает восточным поднятым структурам Урала (Салдинско-Верхненсетскому и Восточно-Уральскому). Также несомненно различны разрезы доордовикских отложений его и Ляпинско-Исовского поднятия. Напротив, полностью коррелируются разрезы бедамельской и маңийской свит, как и вышележащих отложений, что дает основание считать Западную зону Полярного Урала северным продолжением Центрально-Уральского поднятия (Охотников, 1972).

---

по диоритам; 5 - плагиогранит-порфиры; 6 - диабазы жильные; 7 - граниты аляскитовые и микропегматитовые; 8 - сланцы вулканогенные, амфиболитизированные; 9 - порфириты андезитовые; 10 - сланцы углисто-глинистые и графитоидные; 11 - сланцы кварцево-серицитовые; 12 - песчаники полимиктовые; 13 - дизъюнктивные нарушения; 14 - граница зон минералообразования;  $P_3$ -Стлг - няровейская свита; Ст- $O_1$  or - нерасчлененные отложения орангской и верхнебайдаракской свит. Зоны развития: I - пирротин-шеелит-молибденитовой минерализации „турмалинового“ интервала ранней стадии; II - халькопирит-пирротин-молибденитовой минерализации „молибденитового“ интервала ранней стадии; III - молибденит-пирротин-сфалерит-халькопиритовой „пирротин-халькопиритового“ интервала ранней стадии; IV - галенит-халькопиритовой минерализации поздней стадии; Q - четвертичные отложения.

Как видно, в каледонском структурном плане сохраняется тенденция зонального деления Полярного Урала. Западная зона его в ордовике представляла миогеосинклинальный прогиб; Восточная — интрагеоантиклинальное Полярно-Уральское поднятие, к юго-востоку от которого развиты вулканогенные отложения ордовика, соответствующие эвгеосинклинальным формациям. Граница между Западной и Восточной зонами также сохранила пространственное положение, унаследованное от доордовикских структур. Она проходила вдоль Западного глубинного разлома, по западному краю Усинско-Байдарацкой подзоны (рис. 5).

Сохраняется преемственность развития и внутренних частей каждой из зон. Она выражена в том, что цепи северо-западных добайкальских структур сохраняли роль стабильных поднятий. В Восточной зоне вокруг них формировались обширные поднятые области. Центрами их являлись Харбейская и Марункеуская островные структуры, ядра которых представлены выступами жесткого кристаллического фундамента. В Западной зоне к ним относятся мелкие структуры Манитанырдского и Усватинского поднятий. В области их в нижнем и среднем ордовике накапливались толщи в фациях мелководных прибрежных бассейнов. Тельпосская свита представлена здесь осадками сокращенной мощности (до 200м), залегающими на подстилающих толщах с наиболее резко выраженным угловым несогласием. Соответственно в составе ее увеличена роль конгломератов. Песчаники хыдейской свиты насыщены детритусовым материалом. Мощность отложений этих свит нарастает к югу и северу от цепей поднятий, свидетельствуя о нисходящих движениях в остальной части Западной зоны. Показательно, что в это время от последней частично отшнуровалась Лемвинская структурно-фациальная зона. В самом деле, уже в нижнем ордовике к югу от Манитанырда грубозернистые кварцито-песчаники и конгломераты тельпосской свиты замещаются зелеными и лиловыми филлитами, соответствующими более глубоководным фациям Лемвинской зоны. Роль этого барьера сохранилась в последующих эпохах.

В это же время на границе кембрия и ордовика в Восточной зоне формировались складчатые поперечные Лонгот-Юганская и Собская антиклинальные структуры. Они возникли в связи с инверсией проливов. Каждая из них ограничена Западным глубинным разломом (рис. 1,5) и не прослеживается к западу в толщах ордовика, в связи с чем доордовикское время формирования их устанавливается достаточно определенно.

Вслед за этими движениями, приведшими к существенным структурным изменениям, в Западной зоне Полярного Урала длительное время накапливались грубообломочные толщи. Только в верхней части разреза тельпосской свиты появляются про-

слоя сланцев, свидетельствующие о мелких движениях, иногда сопровождаемых развитием конгломератов. Они сменились общим погружением зоны и, как следствие, появлением в стратиграфическом разрезе ее алевролитов и сланцев хыдейской свиты. Северные районы области (к северу от оз. М. Щучьего) в общем случае испытывали более глубокое погружение, поскольку здесь в разрезах хыдейской свиты доминируют сланцевые образования.

В дальнейшем продолжалось медленное опускание Западной зоны, сменившееся на границе с веком накопления изъяхойской свиты положительными движениями и выводом на дневную поверхность ее в области Изъя-Хойского гребня. Наличие в составе маломощных конгломератов изъяхойской свиты гальки псаммитовых и алевроитовых кварцито-песчаников тельпосской и хыдейской свит свидетельствует о размыве в это время не только древних толщ Полярно-Уральского поднятия, но и отложений ордовика. Вслед за этим наступает погружение района, сопровождаемое взрывной деятельностью и накоплением туфов и лав среднего, а затем кислого состава.

К северу и северо-западу в составе изъяхойской свиты нарастает значение лав основного и среднего состава. В ряде районов они появляются и ниже в разрезе среди отложений хыдейской свиты. Характерно, что количество их возрастает в наиболее погруженных частях зоны и особенно на севере вдоль Байдарского побережья в области периклинального погружения доордовикских структур Урала (рис.5). Эти наблюдения дают основание утверждать, что прослой вулканогенных пород в составе изъяхойской свиты являются отражением интенсивного ордовикского магматизма, который проявился в смежных более погруженных областях, расположенных к северу и вдоль восточного склона Полярного Урала. Проявления лав кислого состава тяготеют к краевым частям этих прогибов и нередко пространственно связаны с зонами устойчивых поднятий.

Дальнейшее развитие Западной зоны ордовикской миогеосинклинали выражено накоплением терригенно-карбонатных и карбонатных отложений пайпудынской свиты верхнего ордовика-силура. Серия этих отложений накапливалась в области Пайпудынского прогиба, заложенного вдоль Западного глубинного разлома (рис.1).

Средне-позднепалеозойская эволюция Полярного Урала восстанавливается лишь по разрозненным фрагментам силурийских, девонских и каменноугольных отложений, развитых вдоль западного, северо-восточного и восточного склонов (рис.5). Установлено, что в ряде районов выпали из разреза отложения нижнего девона, а базальные слои карбонатных толщ Эйфельского яруса

представлены конгломератами и латеритными корами. Лежащие выше отложения верхнего девона содержат грубозернистый терригенный материал. Венчают разрез нижнекаменноугольные мощные конгломераты, перекрытые флишовой толщей.

Очевидно, в девоне Полярный Урал испытал энергичные складкообразовательные движения и представлял в дальнейшем область завершённой складчатости. В это время создаются линейные складчатые структуры в отложениях ордовика Западной зоны и подновляются глубинные разломы. Нижнекаменноугольные отложения в долине р. Соби трансгрессивно налегают на все более ранние толщи, в том числе и на микроклиновые граниты, включая в базальных конгломератах гальку любых предшествующих им горных пород Полярного Урала. Эти сведения убедительно свидетельствуют об интенсивном проявлении доинжекаменноугольной активизации.

Судя по характерному терригенному составу отложений и обилию среди них прослоев углистых сланцев, нижнекаменноугольные образования соответствуют лагунно-континентальному комплексу осадков. Развитие их ограничивалось районом современной верхней части долины р. Соби в Лемвинской структурно-фациальной зоне. К востоку распространение нижнекаменноугольной трансгрессии преграждалось барьером, созданным поднятым восточным крылом Западного глубинного разлома, который севернее долины р. Соби являлся по-прежнему естественным рубежом между Западной и Восточной структурно-фациальными зонами Полярного Урала.

К северу как Лемвинская структурно-фациальная зона, так и приуроченные к ней нижнекаменноугольные отложения в своем развитии ограничивались зоной дифференцированных древних поднятий. В условиях лагунного режима нижнекаменноугольного бассейна эта зона являлась надежным барьером, преграждающим предполагаемое А.С.Перфильевым (1968) и другими исследователями распространение к северу от долины р. Соби нижнекаменноугольных осадков.

В истории геологического развития Полярного Урала, как видно, выделяется четыре крупных тектонических цикла. Каждый из них отделен от другого эпохой диастрофизма, сопровождаемой структурной перестройкой области и заложением соответствующих структурно-фациальных зон. К ранним из них относятся северо-западные зоны устойчивых поднятий. В позднем протерозое-кембрии получили развитие субмеридиональные зоны уральского структурного плана. Пространственное положение, азимутальная ориентированность и направленность эволюции их наследуются в ордовикско-нижнедевонском цикле. Вместе с этим внутренние части зон в каждом из циклов сохраняли пре-

емственность развития заложенных в среднем протерозое устойчивых поперечных поднятий. Эта наследственность в развитии как северо-западных, так и субмеридиональных зон является важной особенностью Полярного Урала. Она отражает общую историческую направленность его эволюции, выраженную тенденцией не только сохранения, но и последующего расширения поднятий, заложенных в предыдущих циклах. Яркий пример представляет Восточная структурно-фациальная зона. Во внутренней части ее расположены добайкальские жесткие выступы. В эпоху завершения байкалид вокруг них формировались Харбейское и Марункеуское островные поднятия. Каждое из них является составной частью Полярно-Уральского раннекаледонского антиклинального поднятия, которое к началу герцинского цикла входило в обширную область заверченной складчатости. В течение среднего, позднего девона и раннего карбона она перживала внегеосинклинальное развитие. В ней обновлялись главным образом субширотные разломы и вдоль них получали развитие метасоматические образования.

Указанные особенности эволюции обусловили гетерогенное сложное строение Полярного Урала. В нем нашли сочетание долгоживущие стабильные поднятия и расположенные между ними мобильные зоны, в которых развивались субмеридиональные и поперечные к ним складчатые структуры. По этой же причине в синхронных отложениях наблюдается многократная смена фаций и нередко завуалированы границы циклов и этапов тектонического развития.

## ЗОНА ДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫХ ДРЕВНИХ ПОДНЯТИЙ

С юго-востока на северо-запад зона представлена: Париквасьшорским выступом протерозойских гнейсов, Малообским поднятием и брахиантиклинальными поднятиями Манита-Нырды и Ешанэ-Пэ (рис.1). Однако последние сложены более поздними комплексами горных пород, фациальные изменения которых в области этих структур лишь отражают существование здесь отдельных поднятых частей зоны древних поднятий. По своему строению Манитанырдынская структура существенно отличается от описываемого ниже Париквасьшорского выступа: во-первых, отсутствием в ее сложении древних гнейсов, во-вторых, отчетливым брахиантиклинальным строением и ориентированностью структур уже в субмеридиональном уральском направлении. То и другое является неотъемлемым признаком Западной зоны ордо-

вхской миогеосинклинали, в составе которой приводится характеристика Манитаньрдской структуры.

Между Париквасьшорским выступом гнейсов и Манитаньрдской структурой положение зоны древних поднятий устанавливается по данным геофизических работ, которые фиксируют единое сложнопостроенное положительное магнитное поле, вытянутое в северо-западном направлении между долинами рр. Лонгот-Югана на севере и Собя на юге. Указанные выше структуры объединяются этим полем в единую зону, магнитные значения которой выдерживаются в общем на всем ее протяжении. На юго-востоке зона положительных магнитных аномалий протягивается в пределы Западно-Сибирской низменности, где в нее входит Малообское поднятие.

Общая ширина зоны, по данным магнитных наблюдений, достигает 18-20 км. Во внутренней ее части установлены отдельные изометричной формы положительные гравитационные аномалии, пространственное положение которых ствечает Манитаньрдскому, Париквасьшорскому и Малообскому поднятиям. Весьма показательны, что дистеновые и кварц-полевошпатовые гнейсы Париквасьшорского выступа характеризуются значительным превышением плотности по сравнению с окружающими их амфиболитами и, очевидно, принадлежат горным породам больших глубин, выведенных на дневную поверхность. График гравитационной аномалии Париквасьшорского выступа свидетельствует об опрокидывании в целом структуры к западу, чему не противоречат геологические данные.

Париквасьшорский выступ занимает водораздельное пространство между рр. Б.Ханмеем и Б.Харбеем в средней части их течения (рис.5). В сложении его главная роль принадлежит дистеновым, ставролитовым, слюдяно-плагиоклаз-кварцевым и амфибол-слюдяно-плагиоклаз-кварцевым гнейсам париквасьшорской свиты. В.Н.Гессе указывал на роль плагиогранито-гнейсов. Среди этих горных пород В.Н.Воронов и М.И.Кузьмин выделяют прослой и линзы амфиболитов различной мощности и протяженности. По их же сведениям, амфиболиты в основном развиты вдоль контактов гнейсов и резко убывают по количеству с приближением к центру Париквасьшорского выступа.

Выступ имеет в плане изометричную, почти овальную форму с сильно вытянутой длинной осью в запад-северо-западном направлении. Длина его достигает 30-35 км при средней ширине 8-12 км. Полоса распространения гнейсов париквасьшорской свиты заметно сужается в северо-западном направлении. В юго-восточной части, наоборот, выступ наиболее широкий. Характерно, что в этой части его обнажены дистеновые и ставролитовые гнейсы, которые, по данным всех исследователей, слагают нижнюю часть разреза париквасьшорской свиты. Видимо, расшире-

ние выступа на юго-востоке и выходы здесь дистеновых и ставролитовых гнейсов имеют причинную зависимость и свидетельствуют о максимальном воздымании этой части структуры. К северо-западу структура постепенно погружается под отложения няровейской свиты, чему соответствуют изменение градиентов гравитационного поля и резкое погружение в целом всей зоны древних дифференцированных поднятий на участке между Париквасьшорским и Манитаньрдским поднятиями.

На юго-востоке южная часть выступа срезана Восточным глубинным разломом. Видимо, подобное же ограничение следует ожидать на северо-западе, где гнейсы Париквасьшорского выступа подходят к зоне Центрального глубинного разлома. Обильно развитые здесь межпластовые интрузии плагиогранитов и сопровождающие их метаморфогенные преобразования пород существенно изменили облик гнейсов. Нарушены также взаимоотношения гнейсов париквасьшорской свиты с окружающей их толщей амфиболитов. Здесь получил развитие сложный инъекционный комплекс, внутри которого не удается установить истинную границу Париквасьшорского выступа. По этой же причине до сих пор не разгадана внутренняя его структура. Существуют мнения как об антиклинальном (В.Н.Гессе, А.В.Цымбалюк, В.А.Чепкасов), так и о синклинальном (А.В.Перфильев, 1968; В.Н.Воронов, 1964 г.) строении этого выступа, причем оба вывода аргументируются за мерами элементов залегания горных пород, которые, как видно, по этой причине не следует привлекать для дальнейших доказательств.

Однако вдоль юго-восточного обрамления выступа В.Н.Гессе, А.В.Цымбалюк, В.А.Чепкасов, А.С.Перфильев, В.Н.Воронов и М.И.Кузьмин указали на характерное изменение простирания гнейсов от юго-восточных на севере через меридиональные к юго-западным на юге, при падениях в восточных румбах. Подобное обстоятельство свидетельствует о замыкании структуры выступа на юго-востоке. Здесь же, по сведениям В.А.Чепкасова, гнейсы париквасьшорской свиты согласно перекрываются амфиболитами няровейской свиты. Подобное, но менее ярко выраженное облекание наблюдается также вдоль юго-западной и северо-восточной границ Париквасьшорского выступа, поэтому наиболее вероятно его антиклинальное (брахиантиклинальное) строение.

## ВОСТОЧНАЯ ЗОНА

По особенностям сложения и составу развитых толщ зона делится на две субмеридиональные вытянутые подзоны (рис.1). Восточная - Хадатинско-Ханмейская - сложена эвгеосинклинальным доордовикским комплексом, представленным немурюганской и

няровейской свитами. К западу от нее развиты верхнекембрийские сланцевые отложения верхней подсвиты орангской свиты и лежащие согласно на них песчаники верхнебайдарацкой свиты. Они выделены в Усияско-Байдарацкую подзону, которая является переходным звеном к расположенным западнее и севернее зонам ордовикских прогибов.

#### Х а д а т и н с к о - Х а н м е й с к а я   п о д з о н а

Строение подзоны устанавливается при выяснении взаимоотношений слагающих ее немурюганской, няровейской и нижней части орангской свит, а также на основании изучения фациальных особенностей каждой из них. Анализ литолого-стратиграфических разрезов и материалов исследований Полярного Урала свидетельствует о том, что наиболее полные разрезы няровейской свиты наблюдаются в районе горного массива Марун-Кеу и в среднем течении рр. Б.Харбея и Б.Ханмея. Здесь няровейская свита имеет наибольшее развитие. В ней наряду с широко распространенными амфиболитами фиксируются лавы среднего состава.

В долине р. Б.Харбея вместе с андезитовыми и андезитобазальтовыми порфиритами известны липаритовые порфиры, туфолавы и туфо-агломераты. Ими в верхней части свиты сложены прослой мощностью от 2-4 до 30м. Отдельные покровы андезитовых порфиритов достигают мощности 150-200м. Ниже по течению реки широко развиты зеленые апопорфиритовые сланцы и амфиболиты. К северу, в сторону долины р. Лонгот-Югана, мощность отдельных пачек андезитовых и дацитовых порфиритов заметно сокращается, существенную роль приобретают туфы и туфогенные горные породы (Охотников, 1955, 1968а).

В западных и северных отрогах Марункеуского массива, а также в долине р. Саль-Тальбы, по данным В.Н.Гессе, В.П. Пономарева, И.Л.Соловейчика, А.В.Цымбалюка, Ю.Н.Никитина, разрезы характеризуются наличием липаритов и их туфов в сочетании с зелеными вулканогенными сланцами и эффузивами основного состава. К западу, уже в долине р. Ноде-Яга, по данным В.Н.Гессе, эффузивные горные породы неизвестны. Взамен их здесь отмечаются пестрые вулканогенные сланцы. Точно также заметно сокращается роль эффузивных горных пород в направлении на юг, в сторону долины р. Лонгот-Югана.

Таким образом, с приближением к долине р. Лонгот-Югана как с севера, так и с юга заметно сокращается роль эффузив-

ных горных пород. Имеющиеся разрезы в этом районе и в долине р. Немур-Югана свидетельствуют о преобладании здесь в составе няровейской свиты туфов и туфогенных горных пород. С.Г.Караченцев, Ю.Е.Молдавanceв и А.С.Перфильев (1961) считают, что разрезы вулканогенной толщи в долинах рр. Лонгот-Югана и Немур-Югана на севере и Соби на юге знаменуются резко выраженным сокращением роли эффузивных горных пород. Последние, представленные порфиритами, наблюдаются лишь в виде редких прослоев среди широко развитых кварцево-альбит-серичито-хлоритовых и альбит-хлорито-актинолитовых, очевидно, туфогенных сланцев, переслаивающихся здесь с апоалевролитовыми сланцами.

Как видно, эффузивные проявления в рассматриваемой северной части Полярного Урала сосредоточиваются в двух областях: в пределах горного массива Марун-Кеу на севере и в Харбейском районе на юге. Между этими областями, отделяя их, расположена широтная долина р. Лонгот-Югана, в которой резко сокращается роль эффузивных горных пород. Здесь, кроме того, получают развитие углистые сланцы лежащей выше орангской свиты, в основании которой несколько северо-западнее фиксируются конгломераты. Следовательно, указанные области проявления древнего вулканизма отделены друг от друга не только полосой резкого сокращения эффузивных горных пород в долине р. Лонгот-Югана, но и развитыми здесь отложениями нижней части разреза орангской свиты. Последняя, судя по приведенным выше особенностям пространственного развития, полностью окаймляет области проявления древнего вулканизма, которые в этом случае являются крупными антиклинальными структурами.

Однако наличие в основании орангской свиты горизонта конгломератов с обильной галькой эффузивных горных пород свидетельствует о предшествовавшем размыве областей проявления древнего вулканизма. Действительно, рассматривая западную границу развития амфиболитов няровейской свиты с терригенными отложениями орангской свиты в направлении с севера на юг по данным авторских разрезов, можно убедиться в следующем соотношении горных пород.

В истоках р. Саль-Тальбы и в долинах ее притоков, по данным В.П.Пономарева, В.А.Пономарева, Ю.Н.Никитина, эпидот-хлорит-амфиболовые сланцы, гнейсы, амфиболиты и гнейсовидные сланцы контактируют с конгломератами, переслаивающимися с песчаниками. В северо-западном направлении с конгломератами контактируют углистые и графитоидные сланцы. Мощность прослоев конгломератов достигает 15-30 м. Нередко конгломераты залегают среди углистых сланцев и переслаивающихся с ними известняков.

В долине руч. Бурного, на левом берегу р. Хадаты, по сведениям А.В.Цымбалюка и Ю.Н.Никитина, альбитовые амфиболиты и гнейсовидные амфиболово-хлоритовые сланцы, расположенные на востоке, в западном направлении контрастируют с конгломератами и переслаивающимися с ними песчаниками, которые содержат углисто-графитоидный материал. Далее на запад появляются графитоидные и углистые сланцы, среди которых также наблюдаются прослои конгломератов. Мощность прослоев 15-18м.

Южнее, на правом склоне долины р. Хадаты (руч. Гинан), конгломераты мощностью 20-25м, как указывает А.В.Цымбалюк, залегают между амфиболитами и амфиболовыми сланцами на юго-востоке и гнейсифицированными хлоритовыми сланцами, известняками и углистыми, графитоидными сланцами - на северо-западе.

В долине р. Сядата-Яги (руч. Заозерный) Ю.Н.Никитин отмечает залегание конгломератов на рассланцованных амфиболитах. На западе вслед за конгломератами появляются углисто-глинистые и графитоидные сланцы. Далее к югу, на левом склоне долины р. Харбея и ее водоразделе, амфиболиты и амфиболовые сланцы в западном направлении контактируют с гравелитами, среди которых появляются конгломераты. В переслаивании с ними и гравелитами к западу наблюдаются углистые сланцы.

В бассейне р. Б.Ханмея, на левом склоне долины руч. Ханмей-Шора, В.Я.Устинов наблюдал переслаивание конгломератов, углисто-графитоидных и слюдяно-хлоритовых сланцев, залегающих на амфиболитах, которые развиты к северо-востоку от приводимого разреза.

В перечисленных выше случаях, как и во многих других, конгломераты содержат плохо- и среднеокатанную гальку разнообразных эффузивных, амфиболовых сланцев и других горных пород; нет сомнения в том, что они накапливались в условиях размыва вулканогенной толщи, не только уже существующей, но и поднятой в соответствующих структурах. Особенно часто конгломераты наблюдаются в случаях развития сланцев орангской свиты в виде узких полос, как бы клиньями заходящих в область развития вулканогенной толщи и соответствующих, очевидно, узким, сравнительно неглубоким лагунам. Последнее обстоятельство подтверждается составом отложений нижней части разреза орангской свиты. Доминирующее значение в ней углистых, углисто-глинистых сланцев, гравелитов и конгломератов с плохо сортированной галькой свидетельствует о накоплении отложений в длинных, сравнительно узких предгорных и межгорных прогибах, расположенных вдоль поднятых хребтов.

Таким образом, области сосредоточения вулканизма соответствуют островным антиклинальным поднятиям, формирование которых, надо полагать, связано с вулканической деятельностью и выводом их на дневную поверхность перед накоплением отложений орангской свиты. Время становления их соответствует конечным континентальным этапам развития вулканизма и, по имеющимся сведениям (Сергиевский, Петрова 1962; Охотников, 1968а), отмечает завершающим этапом байкальской складчатости в нижнем-среднем кембрии.

Марункеуское и Хербейское островные антиклинальные поднятия являются главными и весьма сложными структурными элементами Хадатинско-Ханмейской структурно-фациальной подзоны. Все остальные структуры относятся к складчатым формам и являются элементами более поздних движений, поскольку в строении их принимают участие отложения орангской свиты верхнего кембрия.

Хербейское островное поднятие. Это довольно сложная структура (Охотников, 1968а, 1969). В центре, ближе к юго-восточной части ее, расположен Париквасьшорский выступ гнейсов, являющийся ядром структуры. Положение его отражается в конфигурации юго-западной границы поднятия, протягивающейся в северо-западном направлении вдоль долины Ев-Югана, согласно с длинной осью Париквасьшорского выступа. К северо-востоку от выступа гнейсов Хербейское поднятие осложнено синклинальной структурой, ось которой также направлена на северо-запад.

Две другие границы поднятия ориентированы вкрест простирания длинной оси Париквасьшорского выступа и вытянуты в северо-восточном направлении. Из них юго-восточная граница совпадает с зоной Восточного глубинного разлома, северо-западная пересекает верхние части долин рр. Б.Ханмея, Б.Харбея, Лонгот-Югана. Обе границы, устанавливаемые по контактам вулканогенного комплекса с отложениями орангской свиты, сходятся в долине р. Лонгот-Югана.

Внутренняя часть Хербейского поднятия сложена разнообразными очковыми, крупно- и мелкозернистыми амфиболитами. Менее измененные горные породы чаще наблюдаются вдоль периферии поднятия. В северо-западной части его М.С.Бельский отмечает малоизмененные туфы. Вдоль юго-западной и северо-западной частей Париквасьшорского выступа среди площади распространения амфиболитов В.Н.Гессе установлено широкое развитие древней эруптивной брекчии. Она представлена угловатыми обломками амфиболитов и эффузивных горных пород,

скрепленных кварцево-полевошпатовым плагиогранитным цементом.

Выходы эруптивной брекчии образуют линзовидные или овальные тела, достигающие в поперечнике 250 м. Иногда наблюдается множество таких мелких тел, вытянутых цепочкой друг за другом в субмеридиональном направлении, реже - участки развития брекчии площадью 1-1.5 км<sup>2</sup>, видимо, соответствующие крупным эруптивным аппаратам. Во внешних частях их амфиболиты пронизаны густой сетью прожилков кварца и эпидота. Одновременно уменьшается степень окварцевания и эпидотизации амфиболитов. Нередко наблюдается эпидотизация плагиогранитного цемента брекчии, а также довольно широкое развитие турмалина. Непосредственно с участками развития эруптивной брекчии связаны мелкие, но иногда довольно многочисленные жильные интрузии плагиогранитов и габбро-диабазов. Те и другие располагаются чаще во внешних зонах участков распространения брекчии, но обычно незначительно удалены от их центральных частей.

Очевидно, эпидотизация, амфиболизация, а также турмалинизация горных пород в этом районе увязывается с проникновением термальных метаморфизирующих растворов и пневм вдоль зон брекчий. Эти же каналы в различные периоды жизни их служили путями проникновения интрузий плагиогранитов и габбро-диабазов, что является доказательством существования здесь массы мелких магмаловодящих каналов, видимо, связанных с единой, общей для них глубинной структурой (Охотников, 1969).

Наиболее глубокие процессы метаморфизма горных пород также наблюдаются в центральной части Харбейского поднятия. Здесь интенсивная амфиболизация увязывается с областью развития эруптивной брекчии, поэтому последняя является не только площадью концентрации разнообразной магматической деятельности, но и центром метаморфизма.

Харбейская структура сопровождается мелкими поднятиями. Одно из них в долине руч. Кузь-Шора имеет в плане форму линзы, длинная ось которой на протяжении около 20 км вытянута параллельно западной границе Харбейского поднятия. В ядре его залегают эффузивные образования, представленные липаритовыми порфирами, их туфами, туфоагломератами, туфоконгломератами и андезитовыми порфиритами. Судя по составу они формировались в континентальных условиях, что особенно подчеркнуто наблюдаемым в разрезах частым переслаиванием туфоагломератов, туфоконгломератов и липаритовых порфиров с углистыми и углисто-глинистыми сланцами. В основании пос-

ледних установлены конгломераты и гравелиты, окаймляющие Кузьшорское поднятие. Внутри его обнаружены мелкие тела серпентинитов.

Марункеуское островное поднятие. Эта структура на востоке ограничивается перидотитами и серпентинитами крупного массива Сьум-Кеу; между ними и собственно поднятием узкой полосой развиты углисто-глинистые и серицито-хлоритовые сланцы (рис. 5). Западная граница имеет резко выраженные дугообразные очертания с выпуклостью, обращенной на запад. На юге поднятие замыкается в долине р. Лонгот-Югана, на севере, очевидно, погружается в долине р. Хадаты.

Внутренняя часть Марункеуского поднятия сложена амфиболитами, инъекционными и амфиболовыми гнейсами, вмещающими обильные тела микроклиновых гранитов. К периферии появляются амфиболитовые и хлоритовые сланцы, погружающиеся к востоку под углом  $50-60^\circ$ , как в западной, так и в восточной частях структуры.

В наиболее высокой части горного массива Марун-Кеу Н.Г.Удовкиной (1964) установлены экологиты. Они слагают площадь, имеющую в плане овальную форму, несколько удлиненную в северо-западном направлении и достигающую в поперечнике 8-10 км. Во внутренней части ее экологиты прорваны кембрийскими (?) перидотитами. В сторону от экологитов развиты гранат-амфиболовые гнейсы и амфиболиты, которые в восточном и северо-восточном направлениях сменяются амфиболовыми, хлоритовыми сланцами, а затем углистыми сланцами орангской свиты.

Таким образом, наиболее глубоко метаморфизованные горные породы в Марункеуском поднятии указываются с центральной его частью. Крылья поднятия сложены амфиболитами и амфиболовыми сланцами (Охотников, 1969).

В долине р. Хадаты, главным образом на ее левом берегу в бассейне р. Саль-Тальбы, Марункеуское поднятие сопровождается мелкими островными структурами. Они представлены тремя узкими, дугообразными в плане, сильно вытянутыми структурами, замкнутыми на северо-востоке и соединяющимися с Марункеуским поднятием на юго-востоке. Обрамляющие и разделяющие их отложения орангской свиты представлены конгломератами и, главным образом, углистыми сланцами. В ядре западного поднятия залегают преимущественно лавы кислого состава и их туфы, переслаивающиеся с зелеными вулканогенными сланцами. Восточнее в ядре появляются амфиболиты. Подобно главному Марункеускому поднятию эти структуры также опрокинуты на запад. Падение слоистости горных пород в крыльях варьирует от  $40$  до  $60^\circ$ .

## Складчатые структуры

Среди складчатых форм выделяются субмеридиональные и поперечные к ним субшкротные складчатые структуры, возникающие одновременно в эпоху формирования Полярно-Уральского поднятия.

Субмеридиональные складчатые структуры. Немур - Юганская антиклиналь наиболее полно наблюдается в северном и южном обрывах долины р. Немур-Югана, где к присводовой части ее приурочено Немур-Юганское молибденовое месторождение (рис. 4).

В ядре антиклинали залегает немурюганская свита. Крылья сложены туфами, зелеными вулканогенными сланцами и андезитовыми порфиридами няровейской свиты, которые нередко сохраняются в своде антиклинали, имея здесь горизонтальное или слабонаклонное падение ( $5-10^\circ$ ) к северо-востоку  $50^\circ$ . В нижних частях крыльев слои горных пород няровейской свиты приобретают более крутое падение - до  $50^\circ$ , к северо-востоку -  $70^\circ$  или к востоку -  $90^\circ$ . Выше, в западном и восточном крыльях антиклинали, появляются черные углисто-глинистые сланцы оранжевой свиты.

Немур-Юганская антиклиналь опрокинута на запад. В своде ее отчетливо видны две осложняющие антиклинальные сундучные складки. Крылья их характеризуются падениями к северо-западу  $320^\circ$  и северо-востоку  $60-70^\circ$  под углами  $40-60^\circ$ . Амплитуды складок достигают 250-300 м при общей ширине Немур-Юганской антиклинали 1,2 - 1,5 км. Шарниры складок на левом склоне долины р. Немур-Югана погружаются на север -  $0^\circ$ , затем - на северо-восток  $10^\circ$  с углами  $20-30^\circ$ . По этой причине в северном направлении фиксируются уже две как бы самостоятельные складки, а в строении их принимают участие только верхние слои разреза немурюганской свиты.

Аналогичное погружение Немур-Юганской антиклинали наблюдается на юге, в истоках р. Б.Харбея. Здесь, как и на севере, появляются две-три мелкие антиклинальные складки, каждая из которых представлена самостоятельной полосой развития немурюганской свиты. Область максимального воздымания свода Немур-Юганской антиклинали находится в истоках р. Лонгот-Югана. Здесь в ядре антиклинали вскрыты наиболее нижние горизонты немурюганской свиты, представленные мощными (до 100 м) прослоями мрамора.

К западу от Немур-Юганской антиклинали развиты отложения оранжевой свиты, собранные в Усинско-Байдарацкой под-

зоне в узкую синклиналичную структуру. К востоку, в бассейне р. Сядата-Яги, расположена еще одна смежная синклиналь.

Харбей-Ханмейская антиклиналь относится к слабо сохранившимся структурам, поскольку ядерная часть и восточное крыло ее сложены плагиоклаз-амфиболовыми гнейсами по диоритам, интрузия которых с востока ограничена „Магнетитовым“ разломом. Сохранившиеся здесь кое-где углистые и графитовидные сланцы являются остатками восточного крыла антиклинали. Они погружаются к востоку на  $90^\circ$  и юго-востоку на  $120^\circ$  с углами падения  $40-60^\circ$ .

В западном крыле структуры развиты хлорито-серицитовые и углисто-глинистые сланцы оранжевой свиты. На отдельных участках наблюдаются подстилающие их вулканогенные образования няровейской свиты. Падение слоистости горных пород в западном крыле также восточное -  $90^\circ$  под углом  $50^\circ$ , поэтому Харбей-Ханмейская антиклиналь относится к структурам, опрокинутым на запад.

Полоса развития плагиоклаз-амфиболовых гнейсов достигает максимальной ширины 5-6 км в районе истоков р. Б. Ханмея. К этой части структуры приурочено Ханмейское молибденовое месторождение. Севернее, в истоках р. Бадья-Югана, полоса развития гнейсов становится уже, а среди них появляются обильные линзовидные и пластовые тела хлоритовых вулканогенных сланцев. Это положение свидетельствует о том, что в истоках по левобережью р. Бадья-Югана вскрыты наиболее верхние части массива плагиоклаз-амфиболовых гнейсов. К северо-востоку, в нижней части течения, шарнир структуры испытывает незначительное воздымание, с областью которого связано Бадья-Юганское рудопоявление молибденита.

Приведенные описания не исчерпывают перечня всех субмеридиональных складчатых структур северной части Полярного Урала. Наблюдаемые структуры обычно осложнены рядом более мелких складок, возникающих в сводах или на крыльях.

### Поперечные складчатые структуры

Оси описанных выше меридиональных складчатых структур испытывают в плане то плавные, то более крутые изгибы. Соответственно изгибаются и крылья складок. В области развития таких изгибов слои горных пород приобретают почти широтное простирание. В результате каждый из них в северной части Полярного Урала прослеживается по простиранию в виде фестончато-изогнутой полосы. Поскольку меридиональные складчатые

структуры опрокинуты на запад и характеризуются падениями каждого из крыльев в восточных румбах, слои горных пород в области изгибов по обе стороны от его оси погружаются к северо-северо-востоку и юг-юго-западу.

Как видно, на наклоненных к западу крыльях меридиональных складчатых структур возникают положительные и отрицательные складки. Шарниры их погружаются к востоку согласно с падениями крыльев меридиональных структур, а осевые плоскости располагаются под прямым или почти прямым углом к осям осложненных ими линейных складок меридионального простирания. Эти складки выделены автором в 1952 г. и получили название поперечных складчатых структур. Размах крыльев их колеблется в широких пределах. Известны мелкие складки до 1-2 м в поперечнике. Существуют более крупные структуры шириной 3-5 км. В сводовых частях тех и других локализуются как мелкие, так и крупные рудные проявления, в связи с чем выяснение поперечных складок приобретает важное прикладное значение при поисковых работах.

Лонгот-Юганская горст-антиклиналь имеет восток-юго-восточное, почти широтное простирание (рис.1). Складка характеризуется крутым изгибом на восток слоев горных пород каждой из дотельпосских свит. В этот изгиб вовлечены также оба крыла опрокинутой на запад Немур-Юганской меридиональной антиклинальной структуры.

Шарнир Лонгот-Юганской складки наблюдается на правом склоне долины р. Лонгот-Югана, у устья р. Б.Минисея. На водоразделе рр. Б.Минисея и М.Минисея установлены выходы серых и белых мраморов немурюганской свиты. Проследивая один и тот же пласт мраморов на юго-восток, в сторону русла Б. Минисея, удастся наблюдать, как постепено при тех же углах изменяются его азимуты падения от северо-восточных  $70^\circ$ , затем  $80^\circ$ , до восточных  $90^\circ$  и, наконец, юго-восточных  $100-110^\circ$  ближе к руслу реки. Углы падения  $40-50^\circ$ . К югу, вверх по течению р. Б.Минисея падение мраморов меняется на юго-восточное  $120^\circ$  и даже  $140^\circ$ . Полностью наблюдаемый изгиб слоя мраморов от юго-восточного простирания их в северном крыле складки к юго-западному в южном происходит на расстоянии 1,0-1,2 км. Во внутренней части изгиба среди мраморов расположено пластовое тело серпентинитов. Внешняя часть изгиба сложена туфами андезитов и кварцевыми порфирами няровейской свиты.

К юго-западу мраморы постепенно приобретают меридиональное простирание с падением слоистости на юго-восток  $100^\circ$  и восток  $90^\circ$  под углами  $50-60^\circ$ . К северу, на левом склоне долины р. Лонгот-Югана мраморы все еще имеют северо-восточное падение  $70^\circ$  под углом  $40^\circ$  и только ближе к истокам руч.

Озерного (левый приток р. Лонгот-Юган) приобретают меридиональное простирание с падением на восток  $90^\circ$  под углом  $50^\circ$ .

К западу от описанного слоя мраморов в поперечную складку вовлечены поочередно вулканогенные и сланцевые отложения няровейской и орангской свит, слагающих западное крыло Немур-Юганской антиклинали. Слои горных пород этих свит на левом склоне долины р. Лонгот-Югана погружаются к северу-востоку  $50-60^\circ$  под углами  $40-50^\circ$ , на правом, южном, берегу - к юго-востоку  $100-110^\circ$  с углом падения  $50^\circ$ . От описанного слоя мраморов, вверх по течению р. Лонгот-Югана, на запад, изгиб в отложениях орангской свиты прослеживается еще на протяжении 12-13 км. На восток, вниз по течению реки М.С.Бельским, Ю.Ю.Эрвье, Ю.Н.Никитиным установлены широтные простирания слоистости на протяжении 30-35 км. Полная ширина складки во внутренней части достигает 3-4 км. Внешняя дуга ее, сложенная углистыми сланцами орангской свиты, превышает 8 км. Как южное, так и северное крылья складки осложнены крупными субширотными разломами. Южный из них, Лонгот-Юганский, фиксируется по отчетливым „зеркалам скольжения“, а также по смещению вдоль него контактов интрузивных тел и свит. В северном его крыле вскрыты наиболее нижние части стратиграфического разреза немурюганской свиты, что дает основание считать поднятой вдоль разлома ядерную часть Лонгот-Юганской антиклинали. Северное крыло осложнено Сядата-Ягинским разломом, выраженным зонами дробления и смятия. По соотношению отложений орангской свиты в крыльях того и другого из указанных разломов устанавливаются значительные горизонтальные перемещения внутренних блоков ядра Лонгот-Юганской структуры. Вдоль Лонгот-Юганского разлома они достигают 3-5 км. При этом к западу смещены горные породы ядра складки. Такие же перемещения наблюдаются вдоль Сядата-Ягинского разлома. По этим данным воспроизводится убедительная картина перемещения вверх и на запад в целом всего ядра Лонгот-Юганской складчатой поперечной структуры.

Собская антиклиналь как поперечная складчатая структура выделена С.Г.Каранченцевым. По размерам она не уступает Лонгот-Юганской горст-антиклинали, но изучена много хуже из-за слабой обнаженности долины р. Соби. Под мощными ледниковыми и аллювиальными отложениями погребена осевая часть складки, которая лишь недавно вскрыта буровыми работами в районе ст. Красный Камень.

Структура установлена по характерному изгибу слоев орангской свиты на восток. Особенно отчетливо форма антиклинали выясняется при прослеживании горизонтов углистых слан-

цев, которые к северу от долины р. Соби имеют северо-западное простирание с падением на северо-восток  $70^\circ$  под углами  $40-50^\circ$ . В южном крыле складки вдоль северного подножия массива гипербазитов Рай-Из углистые сланцы приобретают широтное простирание с падением на юг под гипербазиты. Судя по этим данным, Собская антиклиналь относится к структурам с более сжатыми крыльями и резче очерченной замковой ее частью. В северном крыле наблюдаются смятие и дробление горных пород, не исключаяющие осложнение его разломом.

Более мелкие поперечные антиклинальные складки известны между Собской и Лонгот-Юганской структурами. Одна из них наблюдается в бассейне р. Бадья-Югана (у русла руч. Ревушего). Полностью отпрепарированная складка представлена изогнутым к востоку слоем известняков, круто погружающихся на северо- и юго-восток. Повторяя ее, вдоль известняков залегает кварцево-карбонатная жила с галенитом. Ширина складки 90 м.

Обе крупные поперечные антиклинальные структуры соответствуют в пространстве Собскому и Лонгот-Юганскому проливам, заложенным в период накопления отложений орангской свиты. Пролиты возникли в результате неравнозначного поднятия участков доордовикской эвгеосинклинали и относятся к тем из них, которые испытали относительное погружение. Ими отделялись островные вулканические сооружения, группирующиеся в меридионально вытянутую цепь поднятий вдоль глубинной расслабленной зоны Центрального разлома.

Создание Лонгот-Юганской и Собской поперечных антиклиналей связано с инверсией одноименных проливов. Каждая из них постепенно затухает в западном направлении и прекращается внутри Восточной зоны. Среди отложений тельпосской и хыдейской свит в Западной зоне не установлены продолжения этих структур, что дает основание увязывать формирование их с движениями на границе кембрия и ордовика. В это же время были созданы и меридиональные складчатые структуры в Восточной зоне, поскольку в сложении их также принимают участие отложения орангской свиты.

Следовательно, складчатые структуры как меридиональные, так и поперечные, связаны единством проявления во времени. Об этом же свидетельствуют наблюдения в узлах сочленения меридиональных и широтных складок, где не фиксируются взаимные пересечения осей структур. Складки меридионального простирания здесь как бы вовлекаются в широтные структуры. В ряде случаев представляется вероятным, что в таких узлах происходит резкая виргация широтных антиклиналей, которые делятся на две меридиональные ветви, расходящиеся в противополо-

ложных направлениях. В узле сочленения Немур-Юганской и Лонгот-Юганской складок каждая из них заметно расширяется, что сопровождается воздыманием шарниров их и вскрытием здесь наиболее нижних частей разреза немурюганской свиты. В сторону от таких узлов сочленений также наблюдаются поперечные складки, но ширина их постепенно сокращается.

Как видно, развитие поперечных складок в Полярном Урале совершается в два этапа, первый из которых соответствует раннекембрийским (?) движениям и заложению широтных проливов, второй - движениям на границе кембрия и ордовика и частью в нижнем ордовике, когда создавались антиклинальные поперечные складки. Мелкие поперечные складки, очевидно, отражают формирование крупных и тем сильнее проявлены, чем ближе к ним расположены. В деталях механизм формирования их не изучен и требует дальнейших исследований.

В последние годы поперечные складчатые структуры отмечаются А.В.Прокиным и другими исследователями в Башкирском Урале. Здесь им также придается не менее важное рудо-контролирующее значение. Развитие таких структур подчеркивает общность особенностей геологического строения Полярного и Башкирского Урала и вместе с тем отличает эти области от районов среднего или центрального Урала. Причина такого отличия, на наш взгляд, заключается в том, что поперечные складчатые структуры возникали в тех районах Урала, где существовали жесткие выступы уральского кристаллического фундамента. Поперечные структуры формировались между ними и отсутствуют там, где их нет.

Создается определенное впечатление, что периферические части уральской складчатой системы имеют между собой больше сходных черт, чем расположенные между ними остальные районы Урала. Подтверждение этого требует специальных исследований.

#### У синско-Байдарацкая подзона

Подзона сложена песчано-сланцевыми отложениями орангской и верхнебайдарацкой свит. Протягивается узкой (4-10 км) полосой вдоль западной границы Восточной зоны (рис.1,5). Мощность отложений орангской свиты в этой части Полярного Урала достигает 800-1000 м, верхнебайдарацкой свиты - около 400 м.

В период накопления, главным образом верхней части отложений орангской свиты, Усинско-Байдарацкая подзона была

представлена узким трогообразным прогибом вдоль западной периферии зоны развития доордовиковского складчатого комплекса. Северную его часть слагают песчаники верхнебайдарацкой свиты, накопление которых продолжалось в нижнем ордовике. Таким образом, Усинско-Байдарацкая подзона является структурой более позднего заложения, чем расположенная к востоку от нее Хадатинско-Ханмейская подзона. Она возникла в конце кембрия - начале ордовика вдоль западного крыла формирующегося Полярно-Уральского геантиклинального поднятия, к западу от которого развивался ордовикский геосинклинальный прогиб.

Внутреннее строение Усинско-Байдарацкой подзоны представляет предмет дальнейшего изучения. По наблюдаемому в истоках р. Б.Усы двукратному повторению выходов углистых сланцев основания орангской свиты предполагалось в целом синклинальное строение подзоны. В действительности строение Усинско-Байдарацкой подзоны выглядит гораздо сложнее, поскольку здесь устанавливается множество мелких как синклинальных, так и антиклинальных складок.

По положению на границе двух структурно-фациальных зон различного заложения и строения, по узкой, сильно вытянутой линейной форме Усинско-Байдарацкая подзона относится к ряду шовных структур, связанных с зонами высокой мобильности. Формирование ее, очевидно, сопровождалось возникновением системы расколов. Они появляются вдоль восточной границы распространения песчаников верхнебайдарацкой свиты, там, где возникали максимальные усилия, обусловленные погружением Усинско-Байдарацкой и воздыманием Хадатинско-Ханмейской подзоны. Именно по этой границе вдоль расколов происходило массовое проникновение габбро-диабазовых интрузий. В последнее время формирование Усинско-Байдарацкой подзоны увязывается с этапами начального заложения зоны Западного глубинного разлома, которая, как видно, имеет длительное развитие (Охотников, 1968б).

## ЗАПАДНАЯ ЗОНА

В пределы зоны входят собственно водораздельная часть современного Полярно-Уральского хребта и его западный склон. Восточная граница ее хорошо выражена в рельефе широкой, почти прямолинейной депрессией, протягивающейся вдоль Западного глубинного разлома (рис.1,5). Западная граница не изучена, и не исключена возможность ее совпадения с предполагае-

мым Карским надвигом, проводимым (Хабакон, 1945) вдоль западного склона Полярного Урала. Южная часть Западной зоны соответствует выделенной Н.П.Херасковым (1948) зоне Западно-Уральских краевых поднятий.

Главенствующее значение в сложении зоны принадлежит разнообразным отложениям ордовикской системы. Более древние терригенно-вулканогенные и эффузивные образования бедамельской свиты, отделенные от лежащих выше толщ конгломератами, наблюдаются лишь в ядрах антиклинальных сооружений.

Как видно, в строении Западной зоны принимают участие отложения двух тектоно-магматических циклов. В период накопления терригенно-вулканогенных толщ первого из них зона представляла собой краевую (миогеосинклиналию) часть доордовикской геосинклинали. В таком состоянии она сохраняется в течение почти всего периода отложений ордовика. Конгломераты, крупнозернистые кварцито-песчаники и алевролиты тельпосской и хыдейской свит свидетельствуют о мелководном, прибрежном режиме осадконакопления в раннем и среднем ордовике. Только в конце этого периода и в силуре вдоль юго-восточной границы зоны развивается узкий синклиналиный межгорный Пайпудынский прогиб, сложенный карбонатными отложениями.

Таким образом, Западная структурно-фациальная зона на протяжении большей своей части представлена устойчивой миогеосинклиналию. Лишь отдельные сегменты ее, главным образом на северо-западе и севере, характеризуются преимущественным развитием доордовикских и ордовикских эффузивных образований, которые свидетельствуют о локально выраженных погружениях зоны.

Анализ фациальных особенностей отложений тельпосской и хыдейской свит дает достаточно отчетливое представление о строении зоны в раннем и среднем ордовике. По этим сведениям южная часть зоны характеризуется развитием поднятых участков, среди которых особенно крупным является Манитаньрдское брахантиклинальное поднятие. С приближением к нему как в тельпосской, так и хыдейской свитах появляются грубозернистые осадки и сокращается суммарная мощность отложений. Смена осадков от более глубоководных к менее глубоководным, прибрежным, наблюдается на широте оз. Усва-Ты, к югу от которого развиты преимущественно лиловые кварцито-песчаники нижнего ордовика с характерными для них волноприбойными знаками и косою слоистостью. Хыдейская свита в этом районе представлена алевролитами, которые к северу от оз. Усва-Ты сменяются сланцевыми толщами.

Следовательно, Западная структурно-фациальная зона не только унаследовала от доордовикской структуры свои миогео-

синклинальные признаки, но и сохраняла основную особенность ее, выраженную в тенденции общего погружения зоны в северном направлении. Эти сведения убеждают в существовании устойчивого поднятия в южной части зоны, выраженного ныне Манитанырдской брахиантиклинальной структурой. Заложение последней произошло до накопления отложений бедамельской свиты и увязывалось с существованием протерозойской зоны дифференцированных древних поднятий. Однако эти поднятия ни в период накопления бедамельской свиты, ни в течение нижнего и среднего ордовика не были выведены на дневную поверхность, так как перераспределенные выше отложения не выпадают здесь из разреза. В это время район Манита-Нырда представлял собой крупную отмель.

Манитанырдское брахиантиклинальное поднятие. Манитанырдское брахиантиклинальное поднятие состоит из одной крупной и нескольких обрамляющих его по периферии меньших складчатых структур, развитых на правом склоне долины р. Б. Пайпудыны (рис.5). Главная структура соответствует крупной брахиантиклинали, длинная ось которой вытянута в северо-восточном направлении на протяжении 40 км. Ширина структуры достигает 20 км. Ядро ее сложено вулканогенными горными породами, среди которых преимущественное развитие имеют туфы бедамельской свиты. С резким угловым несогласием и конгломератами в основании на них залегают кварцито-песчаники тельпосской свиты нижнего ордовика, слагающие крылья структуры. Кварцито-песчаники тельпосской свиты и конгломераты в виде неправильных „пятен" или полос устанавливаются также во внутренней части брахиантиклинали. Расположение их позволяет выявить несколько более мелких складок, осложняющих сводовую часть структуры. Оси этих складок также вытянуты в северо-восточном направлении, но расположены под небольшим углом к оси главной брахиантиклинали. Среди них более отчетливо выделяется Пендерминская антиклиналь (Раабен, 1959), расположенная у юго-восточной периферии главной структуры.

В строении западного крыла брахиантиклинали принимают участие карбонатные толщи силура, слагающие Нияюскую синклиналь. Известняки силура в западном крыле Манитанырдской брахиантиклинали погружаются на запад  $280-280^\circ$  под углами  $60-70^\circ$ . Восточнее, ближе к ядру, кварцито-песчаники тельпосской свиты падают на юго-восток  $110-120^\circ$  под углами  $70-80^\circ$  или даже опрокинуты на запад. Крылья мелких складок, осложняющих сводовую часть (синклинальная складка в истоках р. Бадья-Шора), уже отчетливо опрокинуты и характеризуются падениями слоев горных пород в них к востоку  $90^\circ$  с углами  $40-50^\circ$ .

Ядра двух мелких антиклинальных складок, обрамляющих с востока главную брахиантиклиналь, также сложены туфами и порфиритами бедамельской свиты, выше которых согласно залегают углисто-глинистые сланцы, образующие маломощный пакет. Эти отложения трансгрессивно перекрываются конгломератами и кварцито-песчаниками нижнего ордовика. Оси складок вытянуты в северо-восточном направлении, параллельно оси главной брахиантиклинали. Протяженность их 10 и 15 км, ширина 2,0-2,5 км. Падения в крыльях слоев горных пород к юго-востоку  $110-120^\circ$  с углами  $40-50^\circ$ . Обе складки соответствуют более сжатым и резче опрокинутым на запад структурам, которые являются переходными формами к линейным складчатым структурам, развитым в долине р. Б.Пайпудыны.

Между этими складками, в долине р. М.Пайпудыны, развита Малопайпудынская синклираль. К северу в долине руч. Развильного внутреннюю часть ее слагают известняки пайпудынской свиты верхнего ордовика-силура. Здесь они образуют дугу, обращенную выпуклостью к востоку. В южной части последней известняки имеют северо-восточное простирание  $50-60^\circ$  при падениях в восточных румбах под углами  $50-60^\circ$ . Далее к северу простирание постепенно изменяется до северного  $0^\circ$  и затем северо-западного  $330^\circ$ . Эта дуга соответствует общему повороту складчатых структур, обрамляющих северо-восточную периферию главной Манитаньрдской брахиантиклинали. В месте наиболее крутого поворота ее она сливается с описываемым ниже глубоким Пайпудынским прогибом, что обуславливает здесь широкое распространение карбонатных отложений и, как следствие, - котлообразное расширение долины р. Б.Пайпудыны.

Манитаньрдская брахиантиклиналь относится к структурам, созданным послесилурийскими движениями на месте древнего долгоживущего поднятия. Видимо, этим объясняется брахиантиклинальное строение, отличающее ее от развитых восточнее линейных складчатых структур в Западной зоне. К северу от него в Западной зоне известны аналогичные Усватинское и Оченьрдское поднятия, каждое из которых также наследует черты древних добайкальских поднятий.

Пайпудынский прогиб. К востоку от Манитаньрдского брахиантиклинального поднятия, в долине р. Б.Пайпудыны развита известняковая толща верхнего ордовика-силура, выполняющая внутреннюю часть Пайпудынского прогиба (рис.1). Восточная граница его проходит вдоль Западного глубинного разлома, отделяющего расположенные к востоку отложения орангской свиты. С юга прогиб отшнурован от Лемвинской зоны „порогом“, возникшим вдоль северо-западной зоны древних дифференциро-

ванных поднятий. К северу Пайпудынский прогиб, видимо, является открытой структурой.

Восточное крыло Пайпудынского прогиба сложено алевритами хыдейской свиты. Они протягиваются непрерывной полосой вдоль левого склона р. Б.Пайпудыны. Западное крыло имеет более сложное строение за счет сопряжения прогиба с Малопайпудынской синклиналию. Судя по мощности карбонатных отложений в этом месте Пайпудынский прогиб имел максимальное погружение. На широте истоков р. Б.Пайпудыны он делится на две почти параллельные части. Западная, сложенная алевритами хыдейской свиты, к северу затухает, восточная, очевидно, является непосредственным продолжением Пайпудынского перегиба и в Изья-Хойском гребне сложена эффузивами изьяхойской свиты. Толщи ее здесь сдвоены в синклинальной структуре, что устанавливается в детальных разрезах по характерному обрамлению полосы развития вулканитов базальными конгломератами. Эта структура прослеживается на север до оз. Б.Щучьего. Крылья ее на севере сложены уже песчаниками хыдейской и тельпосской свит, базальные поверхности которых соответственно обращены к западу и востоку, и погружаются на юго-восток под углами  $40-50^\circ$ , что свидетельствует о параллельном положении их и опрокидывании на запад в целом всей синклинали.

Севернее оз. Б.Щучьего слои горных пород приобретают северо-восточное падение  $50^\circ$ , а затем северо-восточное  $30^\circ$  с углом наклона  $50^\circ$ , вследствие чего ось синклинали на этом участке круто изгибается от субмеридионального к запад-северо-западному направлению, а вся структура опрокинута здесь уже на юго-запад.

Таким образом, Пайпудынский прогиб имеет синклинальное строение, особенно отчетливо выраженное на севере. Судя по постепенному расширению к югу полосы выходов эффузивов изьяхойской свиты и вскрытию в этом направлении все более и более верхних горизонтов ее разреза Пайпудынский прогиб сохраняет указанную выше тенденцию погружения к югу, вплоть до устья реч. Развильного. Время заложения его, видимо, увязывается с формированием эффузивно-туфо-сланцевых отложений изьяхойской свиты нерасчлененного среднего и верхнего ордовика. Последующее развитие захватывает силурийский и, возможно, частью раннедевонский этапы становления северной части Полярного Урала, в течение которых он оформился особенно отчетливо.

Линейное развитие в виде узкой полосы эффузивов изьяхойской свиты, известные здесь эпицентры, сопровождаемые развитием кислых лав, туфов и туфолов, очевидно, свидетельствуют о связи Пайпудынского прогиба с глубинной расслабленной зоной. Не противоречит этому и узкая линейно-вытянутая

его форма. Вместе с этим тесная связь и взаимно параллельное расположение Пайпудынского прогиба и Усинско-Байдарской подзоны на юге области, возможно, свидетельствуют о принадлежности каждой из них единой расслабленной зоне, возникшей на границе Западной и Восточной структурно-фациальных зон Полярного Урала.

## ЗАПАДНЫЙ ГЛУБИННЫЙ РАЗЛОМ

С востока Западная зона ордовикской многоэосинклинали ограничена крупным **дислокативным** нарушением, получившим название Западного глубинного разлома (Охотников, 1968б). Вдоль него залегают отложения ордовика с развитыми восточнее породами орангской свиты. На местности, кроме депрессии в рельефе, разлом хорошо фиксируется по интенсивному смятию, дроблению и рассланцеванию горных пород. При этом в зоне рассланцевания обычно стираются различия между отдельными свитами, существенно отличающимися между собой в условиях меньшей нарушенности. Нередко возникают **тонкополосчатые** горные породы, представленные послойным согласным проникновением кварцево-альбитового материала в алевриты как хыдейской, так и орангской свит. Особенно наглядно это проявлено в долинах руч. Ампель-Шор на юге и руч. Шумного на севере, где интенсивно рассланцеванные полосчатые алевритовые кварцито-песчаники нерасчлененного нижнего и среднего ордовика, слагающие западное крыло разлома, практически не отличимы от перетертых полимиктовых песчаников и серицит-хлорито-кварцевых сланцев орангской свиты.

Чаще всего разлом устанавливается по несоответствию разрезов, в которых приведены в соприкосновение над- и подтепельские отложения. Его плоскость косо срезает слои и толщи ордовикских отложений в западном крыле нарушения. Так, к югу от оз. Б.Щучьего срезана полоса тепельских кварцито-песчаников восточного крыла Пайпудынского прогиба. Далее на юг разломом поочередно срезаются слои алевритовых кварцито-песчаников и сланцев хыдейской свиты, слагающих здесь внутреннюю часть Пайпудынского прогиба. Весьма характерно, что на всем протяжении слоистость в отложениях орангской свиты и разлом имеют согласное простирание. Эта особенность подчеркивается положением горизонта черных песчаных известняков, которые в непосредственной близости к разлому, параллельно ему, непрерывно протягиваются от р. Байда-

раты на севере до р. Б.Усы на юге. Точно так же протягивается пакет черных углисто-глинистых сланцев в составе орангской свиты. Указанная особенность лишь изредка нарушается в мелких деталях там, где параллельно основной зоне разлома или косо к ней возникают дополнительные нарушения.

Таким образом, Западный глубинный разлом является структурой, согласной как по отношению к слоистости в отложениях орангской свиты, так и по отношению к сложенной ими Усинско-Байдарацкой подзоне. Эта связь позволяет предполагать, что уже в позднем кембрии Западный разлом проявлялся в виде трогообразного узкого прогиба. В течение ордовика здесь сосредотачивались многочисленные интрузии диабазов и габбро-диабазов. Смятие и рассланцевание горных пород вдоль прогиба связано с инверсией Западной зоны в сидуре-нижнем девоне. В это время отчетливо оформляется дизъюнктивный шов, ограничивающий западный борт Усинско-Байдарацкой подзоны. На севере в районе озер Щучьих он расщепляется на четыре мощные ветви, простирающие которых соответствует общей виргации структур Урала. К этому же времени относится внедрение вдоль разлома мелких интрузий гипербазитов. Формирование его, по-видимому, завершается в среднем карбоне, так как в зону разлома на юге в долине р. Соби вовлекались нижнекаменноугольные отложения. Нет сомнения в том, что Западный глубинный разлом, возникший на границе между Западной и Восточной структурно-фациальными зонами, является долгоживущей структурой, с которой ныне увязывается ряд перспективно промышленных рудопроявлений.

На юге в районе развития гипербазитов массива Рай-Из Западный разлом соединяется с не менее мощным Восточным разломом. Далее к югу они образуют единую зону, известную под названием Главного глубинного разлома.

## ВОСТОЧНЫЙ ГЛУБИННЫЙ РАЗЛОМ

Эту структуру многие исследователи (Пейве, 1947; Молдаванцев, 1963; Перфильев, 1968; Удовкина, 1962, и др.) выделяют в качестве Главного глубинного разлома. По своему строению и главным образом по времени заложения он аналогичен Западному глубинному разлому.

Восточный глубинный разлом ограничивает с востока Полярно-Уральское геоантиклинальное поднятие, отделяя его от

восточнее расположенной зоны ордовикской эвгеосинклинали (Малоуральская зона). На местности он фиксируется положением крупных интрузий гипербазитов: Рай-Из на юге и Сьум-Кей на севере, а также цепью мелких интрузий перидотитов между ними. На аэромагнитных картах зона его выражена положительными аномалиями.

Заложение разлома, видимо, связано с развитием прогибов, выполненных отложениями орангской свиты к востоку от Парик-васьшорского выступа. В этом проявлено его близкое сходство с Западным глубинным разломом. Однако дальнейшее развитие связано с формированием ордовикской эвгеосинклинали, в которой энергичные движения наблюдаются вплоть до нижнего карбона включительно. Особенно отчетливо они проявились в силуре и нижнем девоне, завершившись внедрением мощных интрузий гипербазитов и интенсивной виргацией разлома.

Уже первые исследователи, посетившие Полярный Урал, отмечали обилие и разнообразие магматических образований, инъецирующих древний метаморфический комплекс. В процессе последующих изысканий в этом крае установлены проявления, соответствующие по своему составу гипербазитовой, базальтовой и гранитовой формациям. Каждая из них состоит из интрузивных и эффузивных образований различного возраста, распространение которых на площади тесно связано с особенностями строения и истории развития рассматриваемого региона.

На территории Полярного Урала выделяются магматические образования определенных тектоно-магматических циклов и этапов. Не исключается возможность и того, что различные друг от друга ассоциации магматических пород могут быть близкими по времени образованиями различных структурно-фациальных зон, проявленными в них в соответствующих формациях. Особенно это вероятно для позднеордовикского и силурийского магматизма.

### ПОЗДНЕДОКЕМБРИЙСКО-КЕМБРИЙСКИЙ МАГМАТИЗМ

Ранние магматические проявления Полярного Урала представлены разнообразными и обильными продуктами вулканической деятельности. Среди них чаще встречаются зеленые вулканогенные сланцы и находящиеся в переслаивании с ними измененные базальтовые, андезит-базальтовые, диабазовые и андезитовые порфириты, слагающие бедамельскую и няровейскую свиты Западной и Восточной структурно-фациальных зон. В восточной части последней древний магматизм представлен амфиболи-

тами; среди них устанавливаются прослои, которые по облику и составу еще представляется возможным отнести к эффузивным горным породам основного состава. Вместе с этим обнаружение в части таких прослоев офитовых и габбро-диабазовых структур, видимо, свидетельствует о присутствии среди амфиболитов жильных тел габбро-диабазов, большая часть которых, вероятно, является коагматами эффузивов древних покровов. Для жильных габбро-диабазов показательно тесная пространственная связь с участками проявления эруптивной брекчии в амфиболитах. Показательно, что к этим же участкам приурочены рудопоявления меди и титана, характеризующиеся в свою очередь определенной парагенетической связью с эпидотизацией и прокварцеванием. Такая зависимость, очевидно, указывает на приуроченность к древним эруптивным аппаратам не только мелких жильных тел габбро-диабазов, но и рудопоявлений меди, титана. Естественно, с этой точки зрения области древних вулканических поднятий и особенно связанные с ними участки развития вулканических аппаратов представляют потенциально-перспективную меднорудную зону.

Перечисленная выше серия горных пород наблюдается главным образом в нижней половине разреза няровейской свиты. Здесь довольно часто фиксируются линзы и прослои различной мощности мраморизованных известняков, свидетельствующие о подводных условиях развития начальных этапов древнего вулканизма.

Завершение вулканической деятельности этого цикла совершается в континентальных условиях, что доказывается появлением в разрезах эффузивов кислого состава, сопровождением их туфолавами и туфоагломератами, а также проявлением характерных краснокаменных изменений порфиров и столбчатой отдельности в них. Туфолавы и туфоагломераты нередко переслаиваются с липаритовыми порфирами, дацитовыми порфиритами и их туфами. Характерно, что липаритовые порфиры и дацитовые порфириты на Полярном Урале обладают темно-серой или почти черной окраской, реже с лиловатым оттенком. Светлоокрашенные разности встречаются крайне редко, и принадлежность их к древнему эффузивному комплексу всегда вызывает сомнения.

В тесной пространственной связи с описанным эффузивным комплексом находятся интрузивные образования гипербазитовой и габбровой формаций. Последние чаще всего представлены соскюритизированными роговообманковыми габбро, образующими настолько постепенные переходы с вмещающими их амфиболитами, что у многих исследователей возникло убеждение в развитии значительной части амфиболовых гнейсов и амфиболитов за

счет глубоких метаморфогенных изменений габброидов. Полевой шпат в них полностью соскюритизирован. Пироксен (авгит) в значительной мере замещен уралитовой роговой обманкой. Характерно постоянное присутствие титано-магнетита, магнетита и лейкоксена. Габбро образуют мелкие тела, сохранившиеся среди амфиболитов.

Серпентинизированным перидотитам свойственна пространственная связь с площадью распространения немурюганской свиты. Они сложены чаще пластообразные согласные тела малых размеров. Однако в области развития древней вулканогенной толщи нередко встечаются тела, имеющие в плане форму овала или круга. На правом водоразделе, в истоках р. Б.Харбея, известны кольцевые дайки, очевидно, приуроченные к древним неккам. В составе перидотитов лишь изредка устанавливаются оливин, пироксен, хлорит и магнетит. Обычно большая часть горных пород сложена серпентином, что существенно отличает их от пород крупных массивов Рай-Из и Сьум-Кеу, образованных значительно позднее. В равной мере серпентинизированные гипербазиты как крупных массивов, так и мелких тел, развитых на площади распространения немурюганской и няровейской свит, полностью сходны по физическим свойствам. По мнению А.Г.Комарова, Ю.Е.Молдаванцева и других геологов, это свидетельствует об одинаковом генезисе горных пород, внедрение которых происходило вдоль зон глубинных разломов.

В области Марункеуского островного поднятия Н.Г.Удовкиной (1964) описывается тесная связь перидотитов с оливиновыми габбро и габбро-норитами. Между теми и другими наблюдаются взаимопереходы, что, очевидно, свидетельствует о близком возрасте и тесно следующем друг за другом внедрении перидотитов и габбро.

Интрузивные проявления кислого состава, соответствующие по возрасту описанным выше интрузиям, на территории Полярного Урала до сих пор не установлены, хотя гальки гранит-аплитов известны в составе конгломератов няровейской свиты нерасчлененного верхнего протерозоя и кембрия, а также в конгломератах орангской свиты верхнего кембрия. Имеются единичные указания о связи с габбро и древними габбро-диабазами плагиогранитов, которые, возможно, соответствуют кислым дериватам позднепротерозойско-кембрийских интрузивных проявлений. Однако определенной уверенности в этом не существует. Между тем присутствие гранит-аплитов и гранит-порфиров в гальке конгломератов двух указанных свит, крайне плохая окатанность гальки, исключающая какое бы то ни было предположение о переносе ее на большое расстояние, совершенно определенно свидетельствуют о существовании этих гранитов

где-то рядом с участками накопления конгломератов. Такими площадями, интенсивно разрушаемыми в период накопления конгломератов орангской свиты, являются рядом расположенные Марункеуское и Харбейское островные антиклинальные поднятия, горные породы которых подверглись интенсивному метаморфизму. В процессе метаморфогенных изменений стертые какие-либо различия между самыми древними и позднейшими гранитоидами. Этим, очевидно, объясняется тот факт, что до сих пор древние гранитоиды не установлены в коренном залегании. По-видимому, значительная роль в сложении Париквасьшорского выступа принадлежит древним гранитоидам, утратившим позже первоначальный облик и превращенным в гнейсы.

Нижняя возрастная граница перечисленных интрузивных проявлений, за исключением гранитоидов, устанавливается по активному контакту их с отложениями немурюганской и няровейской свит нерасчлененных верхнего протерозоя и кембрия. Верхняя граница не менее отчетлива и определяется по налеганию на описанный вулканогенный комплекс конгломератов орангской свиты верхнего кембрия. В конгломератах установлена галька подстилающих разнообразных эффузивных горных пород как основного, так и кислого состава, гранит-аплитов, гранит-порфиров и реже амфиболитов, иногда напоминающих соскюритизированное габбро. В единственном случае в долине истоков р. Б. Харбея Ю.Ю. Эрвье обнаружил в конгломератах гальку и с неуверенностью отнес ее к серпентинитам.

Указанные конгломераты на правом склоне долины в истоках р. Б. Харбея находятся в переслаивании с углистыми сланцами, туфоагломератами и кварцевыми порфирами, что естественно является надежным основанием для отнесения лав кислого состава к верхней части разреза вулканогенных образований. Вместе с тем лавы кислого состава пространственно обособлены и развиты преимущественно вдоль западной периферии крупных Марункеуского и Харбейского островных вулканических поднятий. Это обстоятельство позволяет высказать предположение о том, что формирование их происходило не только в заключительные этапы древнего вулканизма, но и было оторвано по времени от главных его фаз.

Относительная древность проявлений серпентинитов доказывается наблюдаемыми пересечениями их в районе хр. Марун-Кеу раннеордовикскими микроклиновыми гранитами. Здесь же, по сведениям Н.Г. Удовкиной (1966), абсолютный возраст серпентинитов и габбро колеблется в пределах 800-660 млн лет.

Среди раннеордовикских магматических проявлений в Полярном Урале известны лишь интрузивные образования, территориально связанные с Восточной зоной. Для них, возможно, следует предполагать генетическую связь с указанными выше производными липаритовой и липарито-дацитово́й магмы. Излияния их, как подчеркивалось выше, связаны с заключительными этапами позднедокембрийско-кембрийского вулканизма и по времени проявления, очевидно, относятся уже к кембрию. По этой причине для части описываемых ниже интрузивных проявлений, особенно основного состава, нами не исключается позднекембрийский возраст.

Среди раннеордовикских интрузивных пород ныне установлены габбро и габбро-диабазы, кварцевые диориты, гранодиориты и адамеллиты, микроклиновые и микропегматитовые граниты, гранит-аплиты и гранит-порфиры. Подавляющая часть интрузивных проявлений этого времени, особенно наиболее крупные тела габбро-диабазов и микроклиновых гранитов, имеют отчетливую связь с поперечными антиклинальными структурами как в долине р. Лонгот-Югана, так и в долине р. Соби. Такая связь, очевидно, свидетельствует о сингенетичном формировании интрузий и крупных поперечных складок, время возникновения которых, как ранее указывалось, соответствует границе кембрия-ордовика и раннему ордовику.

Габбро и габбро-диабазы. Раннеордовикские проявления габбровой формации образуют дайки и пластовые залежи, соответствующие гипабиссальным интрузиям габбро-диабазового комплекса Урала. Ими инъецированы вулканогенные образования няровейской и бедамельской свит, а также комплекс терригенных отложений орангской свиты. Характерно, что среди амфиболитов Харбейского антиклинального поднятия пластообразные залежи габбро-диабазов располагаются преимущественно по его периферии. Точно так же они расположены среди отложений орангской свиты, образуя свиты даек. Вместе с тем известна приуроченность габбро-диабазов к зонам и участкам развития эруптивной брекчии среди амфиболитов Харбейского поднятия. По этой причине не исключается вероятность объединения в выделяемых раннеордовикских проявлениях габбровой формации более ранних образований, между которыми ныне не существует определенно установленных различий. Габбро-диабазы на территории Полярного Урала уже существенно изменены. Более глубоким изменениям обычно подвержены габбро-диабазы, установленные в Харбейском и Марункеуском поднятиях, однако эти изменения не являются доказательством их более раннего

образования. Они связаны с общим и более ярко проявленным метаморфизмом горных пород в областях древних вулканических центров, соответствующих островным структурам (Охотников, 1968а, 1969).

Более крупные тела габбро-диабазов установлены в долине р. Лонгот-Югана в пространственной связи с Лонгот-Юганской поперечной антиклинальной структурой. Но и здесь по характеру залегания они соответствуют крутопадающим крупным пластовым залежам. Одна из них на левом склоне долины реки, ниже устья руч. Озерного, интродуцирована микроклиновыми гранитами, что дает основание считать габбро-диабазы образованиями более ранними, чем граниты.

Габбро в самостоятельных проявлениях среди раннеордовикских интрузий до сих пор не установлены. Они зафиксированы во внутренней, центральной, части крупных интрузий габбро-диабазов. На правом склоне долины р. Лонгот-Югана у устья руч. Перевального габбро и габбро-диабазы связаны постепенными взаимопереходами и отличаются друг от друга лишь несколько более крупнозернистым сложением габбро и присутствием в их составе редких зерен ромбического пироксена.

Габбро-диабазы характеризуются чаще офитовой структурой. В составе их - плагиоклаз-лабрадор №51, вокруг призматических зерен которого у некоторых разновидностей габбро-диабазов развивается авгит ( $2V_{Ng} = 62^\circ$ ,  $C:Ng = 48^\circ$ ), нередко сопровождающийся бурой роговой обманкой. Изредка присутствует бурый железистый биотит и еще реже изометричные зерна кварца. Рудные минералы - титано-магнетит и ильменит - широко развиты в скелетных формах. В измененных разновидностях габбро-диабазов наблюдаются интенсивная сосюритизация плагиоклаза и замещение пироксена и первичного амфибола голубовато-зеленоватой (по Ng) роговой обманкой. Интенсивная амфиболитизация в средней и нижней частях долины р. Б. Харбея приводит к замещению первичных горных пород габбро-амфиболитами.

Диориты и кварцевые диориты. В самостоятельном проявлении эти интрузии встречаются крайне редко, за исключением диоритов крупного Ханмей-Харбейского массива, измененных до плагиоклаз-амфиболовых гнейсов. Обычно кварцевые диориты и очень редко диориты наблюдаются в эндо- и экзоконтактных ореолах интрузий микроклиновых гранитов, связаны с ними взаимопереходами и являются их палингенными производными.

Принадлежность плагиоклаз-амфиболовых гнейсов к былым интрузивным образованиям устанавливается достаточно отчетливо по многократным наблюдениям эруптивных контактов их

с вмещающими углисто-глинистыми вулканогенными сланцами и измененными эффузивными породами, в которых нередко наблюдаются апофизы указанных гнейсов. Специально проведенными Н.М.Королевой петрографическими исследованиями установлено, что плагиоклаз-амфиболовые гнейсы по минералогическому составу, химизму и наблюдаемым зачастую реликтовым гипидиоморфнозернистым структурам соответствуют кварцевым диоритам и диоритам. Последние чаще всего наблюдаются вдоль периферии массива и особенно у его северного выклинивания, на левобережье р. Б.Харбея.

Плагиоклаз-амфиболовыми гнейсами сложен узкий сильно вытянутый (до 40 км и больше) в север-северо-восточном направлении массив. Состав его неоднороден. Наряду с ортогнейсами здесь часто наблюдаются слюдяные парагнейсы, углистые сланцы, хлоритовые и хлорито-амфиболовые сланцы. Они залегают либо в виде сохранившихся останцев кровли, либо гораздо чаще — прослоев и линз среди плагиоклаз-амфиболовых гнейсов. Количество их заметно повышается к западной периферии массива, сохранившего здесь во многих случаях интрузивный контакт. Нередко, особенно в истоках рр. Бадья-Югана и Ханмей-Шора, количество прослоев парагнейсов столь велико, что некоторые исследователи в целом весь массив, в том числе и плагиоклаз-амфиболовые гнейсы, рассматривают как результат изменений осадочно-вулканогенных толщ. Однако и здесь удается обнаружить тела плагиоклаз-амфиболовых гнейсов, «инъецирующие» парагнейсы и имеющие по отношению к ним секущие контакты. Но вместе с этим создается определенное убеждение, что кварцевые диориты и диориты, представленные ныне плагиоклаз-амфиболовыми гнейсами, внедрялись в расслоенную толщу, образуя мощную зону инъекции. Ее линейная вытянутость и большая протяженность, очевидно, указывают на приуроченность к древней расслабленной полосе, отражением которой является крупное дизъюнктивное нарушение, известное среди геологов Полярного Урала под наименованием „Магнетитового“ разлома. Им ограничивается с востока Ханмей-Харбейский массив плагиоклаз-амфиболовых гнейсов, которые приведены здесь в соприкосновение с углстыми сланцами орангской свиты и амфиболитами няровейской свиты. В зоне „Магнетитового“ разлома наблюдается рассеянная то более, то менее интенсивная вкрапленность магнетита и реже сульфидов меди, свидетельствующая о проникновении гидротерм вдоль полости нарушения.

Минералогический состав плагиоклаз-амфиболовых ортогнейсов представлен обыкновенной роговой обманкой, олигоклазом и кварцем. Менее развиты калиевый полевой шпат, биотит, сфен и турмалин. Мусковит в некоторых разновидностях гнейсов

является одной из главных составных частей. Перечисленные минералы группируются в виде полос, вследствие чего для плагиоклаз-амфиболовых гнейсов характерна хорошо выраженная гнейсовидная текстура с полосчатостью, простираение которой соответствует общему удлинению массива. Но изредка наблюдаются и массивные разновидности гнейсов, в которых устанавливаются реликты гипидноморфнозернистой структуры.

Метаморфогенные изменения диоритов до плагиоклаз-амфиболовых гнейсов совершались с различной степенью интенсивности на различных участках. Подобные изменения, как и формирование собственно плагиоклаз-амфиболовых гнейсов, некоторые из исследователей увязывают с гранитизацией диоритов за счет внедрения многочисленных, действительно наблюдающихся среди гнейсов интрузий гранитоидов. Однако детальные исследования автора свидетельствуют о том, что плагиоклаз-амфиболовые гнейсы в контакте с телами гранитов не только не совершенствуют свои текстурно-структурные особенности, но, наоборот, утрачивают гнейсовидный облик и полосчатую текстуру, переходя в массивные разновидности горных пород гетеробластовой и порфиробластовой структуры. В составе их резко возрастает количество амфибола, нередко появляются амфиболиты, отнюдь не соответствующие описанным выше плагиоклаз-амфиболовым гнейсам. Эти наблюдения дают основания утверждать, что возникновение плагиоклаз-амфиболовых гнейсов не является следствием контактовых воздействий внедряющихся позже микроклиновых гранитов.

Судя по обильному развитию среди плагиоклаз-амфиболовых гнейсов мусковита и эпидота, а также проявлению здесь рудной минерализации, более вероятным представляется увязывать изменения диоритов и кварцевых диоритов с воздействиями термальных метаморфизирующих растворов, циркулирующих вдоль мощной зоны расслоения горных пород. Видимо, и сами диориты при послонно-инъекционном характере внедрения обладали хорошо развитым плоскостным параллелизмом минералов и полосчатой текстурой, что способствовало их последующим изменениям. В этих условиях глубокие изменения диоритов и кварцевых диоритов не могут являться признаком древности интрузивных проявлений, как полагают некоторые из исследователей, поскольку здесь преобразование их в плагиоклаз-амфиболовые гнейсы совершались относительно быстро.

Таким образом, линейная вытянутость массива измененных диоритов и кварцевых диоритов, послонно-инъекционное внедрение и характер последующих изменений их, видимо, свидетельствуют о связи интрузии с зоной разлома глубокого заложения (Охотников, 1969). Отражением ее является руднос-

ный „Магнетитовый“ разлом. Не случайно, что еще в 1946г. Г.П. Софронов высказывал мысль о генетической связи с этим разломом молибденового оруденения. Действительно, полоса развития плагиоклаз-амфиболовых гнейсов издавна рассматривалась как потенциально-молибденоносная зона, в пределах которой известны Ханмейское, Бадьяюганское и Харбейское молибденовые месторождения.

Граниты микроклиновые. В Полярном Урале эти интрузии выделяются как микроклин-пертитовые граниты вследствие замещения калинатрового полевого шпата пертитами распада. Они сосредоточены в Восточной зоне Полярного Урала, где инъецируют все без исключения доордовикские образования, в том числе и отложения орангской свиты верхнего кембрия. В Западной зоне среди отложений ордовика микроклиновые граниты не установлены. Нигде до сих пор не установлена и галька их в конгломератах основания тельпосской свиты нижнего ордовика.

Граниты и обычно сопровождающие их гибридные адамеллиты, а также гранодиориты являются наиболее распространенными горными породами среди интрузивных проявлений Полярного Урала. Они слагают крупные согласные залежи, сложные зоны инъекции и сравнительно реже — не менее сложные тела, напоминающие массивы. Отдельные крупные согласные залежи, вытянутые по простиранию на 4–5 км при мощности 500–800 м, известны в бассейне р. Ханмей-Шора, к северу от долины р. Лонгот-Югана и в бассейне р. Щучьей. Характерна приуроченность их, как и более мелких согласных интрузий, к горизонтальным флексуорообразным изгибам слоев или к более сжатым медким поперечным складкам. В долине руч. Ревушего микроклиновые граниты полностью повторяют поперечную антиклинальную складку, образуя в своде ее серповидное тело мощностью 12–18 м (рис. 7). Восточный, выпуклый, контакт его сопровождается согласной рудной залежью, отделяющей граниты от пласта мраморизованных известняков. Вдоль вогнутого внутреннего контакта в гранитах изредка видны включения обломков вмещающих серицито-хлоритовых измененных сланцев. Присутствие их свидетельствует о приуроченности интрузии к полости трещины, возникшей при отслаивании известняков и сланцев в момент формирования поперечной складки.

Сложные зоны гранитоидной инъекции встречаются не менее часто. Составляющие их мелкие тела гранитоидов по форме залегания не имеют принципиальных отличий от крупных отдельных залежей, но характеризуются меньшими размерами. Ими сложены линзы, кулисы и ветвящиеся жилы, развитые вдоль зон отслоения и трещиноватости во вмещающих, чаще

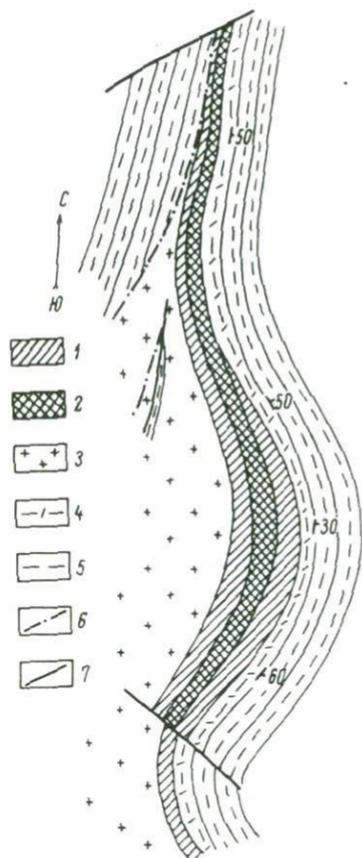


Рис.7. Схематический план свинцового рудопроявления в долине ручья Ревушего.

1 - кварцевые жилы с галенитом, 2 - карбонатные жилы с галенитом и халькопиритом, 3 - ортоклазовые граниты, 4 - сланцы известковистые, 5 - сланцы хлорит-серицитовые; дизъюнктивные нарушения; 6 - дорудные, 7 - пострудные.

вулканогенных горных породах няровейской свиты. В долинах р. Нягар-Нео-Шора, на водоразделе рр. Б.Харбея и Б.Пайпудыны, в долине истоков р. Б.Ханмея количество их подчас столь велико, что не представляется возможным выделить отдельные тела, мощность которых изменяется от 0.1-0.2 до 4-5 м. Мощность зон инъекции достигает 200-300 м. Протяженность обычно невелика (2-3 км), нередко наблюдаются поля и участки гранитоидной инъекции. Вмещающие толщи в зонах инъекции глубоко гранитизированы, поэтому контакты гранитоидов представлены разнообразными взаимопереходами между ними и вмещающими различными гнейсами. Довольно часто в составе зон и полей инъекции наблюдаются более крупные согласные залежи гранитов, или, наоборот, последние сопровождаются мелкой гранитоидной инъекцией.

Тела, напоминающие массивы отчетливо связаны с крупными поперечными антиклинальными структурами и вне пространственной связи с ними неизвестны. Показательна связь Ханмейского массива (нижняя часть долины р. Ханмея) с Собской поперечной структурой, Лонгот-Юганского и Сядата-Ягинского массивов – с Лонгот-Юганской поперечной антиклиналью. Детальные исследования этих массивов свидетельствуют о весьма сложном их строении. Ханмейский массив состоит из множества обязательно согласных тел гранитов, отделенных друг от друга прослоями различных глубоко измененных сланцев. Двумя детальными разрезами, составленными в разных частях Сядата-Ягинской интрузии, установлено чередование более мощных согласных залежей гранитоидов с сохранившимися прослоями хлоритовых и серицито-хлоритовых сланцев, импрегнированных калиевым полевым шпатом. Мощные согласные залежи гранитоидов прослеживаются по простираию на расстоянии 5–6 км. В зоне выклинивания они расщепляются на серию более мелких, также согласных тел, которые по линии простираия интрузии образуют зону гранитоидной инъекции.

Перечисленные разновидности интрузий не имеют принципиальных отличий, хотя и встречаются в несколько различной структурной обстановке. Они формировались в условиях послыйного проникновения генетически единых гранитных расплавов вдоль многочисленных трещин и расколов. Наиболее мощные залежи их увязывались с присводовыми частями крупных поперечных антиклиналей. Все это свидетельствует о синскладчатом формировании гранитных интрузий, морфологические отличия которых, как отмечал Ф.Р.Апельцин и др. (1967), связаны с их территориальной обособленностью.

Не отличаются также текстура и структура гранитов в разных интрузиях. В своем большинстве граниты характеризуются плоскостным и линейным расположением составляющих минералов, а также гранобластовой и гетерогранобластовой структурой. Гипидиоморфно-зернистая структура встречается в гранитах чрезвычайно редко и, как правило, во внутренних частях их крупных залежей.

В связи с этим едва ли целесообразны предпринимаемые иногда попытки классифицировать граниты Полярного Урала по их структурно-текстурным особенностям и различной морфологии тел. В большинстве случаев интрузии представлены гнейсогранитами. Направление полосчатости в них подчинено как общей линейной ориентированности длинных осей интрузий, так и частному простираию отдельных тел. Полосчатость всегда параллельна боковым границам последних и подчеркнута отчетливо у контактов. Возникновение ее связано с однонаправленным

последующим проникновением магматических расплавов во вмещающие толщи и подчинено, как и в целом все внедрение гранитоидов, общим структурным закономерностям района.

По составу микроклиновые граниты представлены калий-натровыми горными породами. Увеличение количества натрия или, наоборот, существенное уменьшение калия свидетельствует об изменении нормального состава гранитов и обычно фиксируется в эндоконтактах интрузии. Количество микроклина в них достигает 25–50%. Микроклин различных интрузий характеризуется углом  $2V$ , равным  $78^{\circ}$ , нередко пертитизирован, вплоть до появления пертитов распада и пертитов замещения. Крайне редко наблюдается антипертит. Развитие пертитов замещения свойственно гранитам, приуроченным к Лонгот-Юганской антиклинали. Здесь интенсивная альбитизация связана с позднепалеозойским метасоматозом (Апельцин и др., 1967). Очевидно, пертитизация микроклина в ряде случаев может оказаться не столько автометасоматическим процессом, сколько оторванным во времени результатом поздних изменений гранитов.

Кварц и плагиоклаз (обычно альбит или олигоклаз № 8–14) наблюдаются в количествах, равных микроклину. В мусковитовых или двуслюдяных гранитах широко развиты бледно-зеленоватый мусковит и светло-коричневый биотит. Среди второстепенных минералов устанавливаются циркон, ортит, сфен, гранат, эпидот; вместе с антипертитом в гранитах долины р. Лонгот-Югана широко развит флюорит.

Розовая окраска микроклиновых гранитов и преобладание в их составе кварца и микроклина обычно свойственны центральным частям интрузивных проявлений. К периферии заметно снижается содержание микроклина и увеличивается количество плагиоклаза и темноцветных минералов. В этом случае в плагиоклазе возрастает роль анортитовой составляющей, достигающей 35 и даже 38–40%. Одновременно в составе интрузий появляется амфибол. В результате граниты к периферии постепенно сменяются адамеллитами, гранодиоритами и кварцевыми диоритами, слагающими в эндоконтакте оторочку шириной 100–200 м, которая либо частью, либо полностью охватывает интрузию. Контаминации гранитов способствует контрастный состав вмещающей среды, представленной чаще всего средними и основными вулканогенными образованиями.

На правом склоне долины р. Нягар-Нео-Шора микроклиновые граниты в контакте с углистыми и углисто-графитоидными черными сланцами приобретают темно-серую окраску. В составе эндоконтактной оторочки их появляются кварц, микроклин и плагиоклаз, насыщенные обильными мелкими включениями графитоидного вещества. Включения мелких чешуек графита появляются в 30–40 м от контакта, количество их постепенно уве-

личивается с приближением к вмещающим сланцам. Включения графита в плагиоклазе образуют 3-4 концентрические зоны. Они охватывают ядерную, сравнительно „чистую“ часть зерна. Изредка между зернами кварца, микроклина и плагиоклаза наблюдаются мелкие линзы сохранившихся графитоидных расплавов.

Подобные контактовые взаимоотношения микроклиновых гранитов не являются редкостью. В той или иной мере они устанавливаются почти для каждой интрузии и известны в долинах рр. Няровей-Хадаты, Б. Харбея, Б. Ханмея, Сядата-Яхи не только в контакте с углистыми, но и с другими хлоритовыми сланцами. Формирование гранитоидных интрузий в этих случаях происходит в условиях частичного магматического замещения различных по составу вмещающих толщ. Ассимиляция их обуславливает широкое разнообразие состава интрузии и свидетельствует о высокой активности гранитных расплавов.

Так же разнообразны изменения в экзоконтактах. Они представлены на севере в долинах рр. Щучьей и Няровей-Хадаты очковыми мусковитовыми гнейсами, гранат-пироксеновыми, гранат-амфиболовыми горными породами и амфиболитами. К югу от долины р. Немур-Югана чаще наблюдаются полевошпатово-амфиболовые и различные инъекционные гнейсы. В бассейнах рр. Бадья-Югана и Ханмей-Шора в контакте с гранитоидами среди плагиоклаз-амфиболовых гнейсов появляются темные горные породы, сложенные альбитом и актинолитом. Роговики и ороговикованные горные породы доордовикских толщ встречаются в любой части Восточной зоны Полярного Урала (Охотников, 1955). Ширина экзоконтактных ореолов непостоянна. Она изменяется в зависимости от мощности, характера залегания и главным образом от количества интрузивных проявлений. Нередко малые по размерам, но сконцентрированные проявления гранитоидов сопровождаются в целом более широкими экзоконтактными ореолами, чем отдельные крупные интрузивные тела. Сами гранитоиды в эндоконтактах приобретают мелкозернистое сложение.

Экзоконтактные изменения микроклиновых гранитов имеют свои характерные особенности. Они шире и ярче проявлены в тех случаях, когда сами граниты не испытывают изменений в эндоконтакте. Появление очковых гнейсов и постепенные переходы их к гранитам на расстоянии 40-60 м свидетельствуют о гранитизации вмещающих толщ и частичном замещении их гранитами. Экзоконтактные изменения более отчетливы в всячих боках согласных интрузивных тел. Здесь наблюдается определенная зональность от внутренних зон, сложенных гранатом и мусковитом, к амфиболовым гнейсам и альбитовым амфиболитам с биотитом, слагающим периферию экзоконтактных ореолов.

Полевошпатово-амфиболовые и инъекционные гнейсы развиты преимущественно в зонах выклинивания интрузий. Они обычно представлены тонкополосчатыми породами, в которых наблюдается чередование розовых гранитов и амфиболовых гнейсов. С ними ассоциируют согласные кварцевые жилы и линзы с халькопиритом, галенитом, сфалеритом и молибденитом, свидетельствующие о возникновении указанных зон за счет оттока термальных метаморфизирующих растворов, поступающих во вмещающие толщи. Протяженность этих зон нередко превышает 1,5 км.

Микропегматитовые и мелкозернистые граниты. Самостоятельные тела этих гранитов встречаются редко. Известные проявления их в бассейнах рр. Сядата-Яхи, Нягар-Нео-Шора, Б.Харбея и Б.Ханмея находятся в тесной ассоциации с микроклиновыми гранитами и обычно наблюдаются у периферии сложенных ими залежей (Охотников, 1955, 1972). В одних случаях они связаны с микроклиновыми гранитами столь постепенными переходами, что не улавливается их различие в возрасте, в других (долины рр. Сядата-Яхи, Нягар-Нео-Шора) — устанавливается сечение жилами микропегматитовых гранитов более ранних микроклиновых гранитов.

Микропегматитовые граниты представлены темными, почти черными, существенно калиевыми горными породами. В них главенствующее значение принадлежит кварцу, альбит-олигоклазу или альбиту, микроклину, симплектическим сросткам калиевого полевого шпата с кварцем, биотиту и мусковиту. Количество микропегматита достигает 35-40%. Микроклин слабо или совсем не пертитизирован и, судя по многочисленным замерам, в отличие от микроклиновых гранитов характеризуется углом  $2V = 80^\circ$ . Весьма характерен биотит. Им образованы короткие таблички оливково-коричневой окраски с плеохроизмом от светло-коричневых тонов по *Np* до густо-коричневого по *Ng*. Такой биотит сопровождает почти все рудные проявления в Полярном Урале, указывая на возможность генетической связи их с микропегматитовыми гранитами. Мусковит развит в виде удлиненных чешуек, тем чаще встречающихся, чем ближе к контакту наблюдаются граниты. В некоторых разновидностях их, обычно также ближе к контакту, появляется густо-зеленый амфибол. В этом случае до 10% сокращается роль микропегматитовых сростков. Низкое количество их наблюдается также в жильных телах микропегматитовых гранитов.

В долинах левых притоков р. Сядата-Яхи согласные жилы микропегматитовых гранитов залегают между микроклиновыми гранитами и очковыми гнейсами. Мощности их варьирует от 4 до 12 м. Вдоль контактов они включают мелкие ксенолиты микроклиновых гранитов и гнейсов, между которыми развиты

густо-зеленый амфибол, кварц и альбит. Для гранитов характерны мелкозернистое, реже порфировидное сложение и отсутствие симплектических сростков кварца и калишпата. Зерна микропегматита появляются лишь во внутренних частях жил, свидетельствуя о том, что мелкозернистые (альбитовые) и микропегматитовые граниты связаны единством образования.

В бассейнах рр. Б.Харбея и Ханмея мелкозернистые граниты состоят из кварца, альбита и мусковита. Они развиты вдоль контактов микропегматитовых и микроклиновых гранитов, образуют густую сеть тончайших прожилков, пронизывающих зерна кварца и полевых шпатов микроклиновых гранитов. Распространение их наблюдается на широкой площади, а количество прожилков подчас столь значительно, что мелкозернистые альбитовые граниты составляют до 30-40% площади интрузии. Микроклиновые граниты Сядата-Яхинской интрузии местами почти полностью "замещены" ими. Реликтовые зерна кварца, микроклина и плагиоклаза находятся в них в виде псевдопорфировых обособлений. Показательно обилие мусковита в мелкозернистых гранитах. Чешуйки его сосредоточены вдоль контактов, а также вокруг псевдопорфировых включений.

Очевидно, широкое развитие в Полярном Урале мусковитизации и особенно серицитизации являются в значительной своей части результатом воздействия микропегматитовых гранитов на вмещающие горные породы. Существенная роль в этом процессе принадлежит последующей гидротермальной деятельности, связанной с субфазой микропегматитовых гранитов. Нередко вместе с мусковитом наблюдается оливково-коричневый короткостолбчатый биотит, подчеркивающий связь мусковитизации с микропегматитовыми гранитами.

Существуют также наблюдения, свидетельствующие о тесной пространственной и генетической связи с мелкозернистыми мусковитовыми или двуслюдяными гранитами мусковитовых пегматитов. В районе горного массива Марун-Кеу в канавах вскрыты одновременно мелкозернистые граниты и мусковитовые пегматиты. Последние образуют оторочки по обоим бокам крутопадающих жил мелкозернистых гранитов, мощность которых 3,5-4,0 м. В гранитах наблюдается постепенное увеличение чешуек слюды в сторону пегматитов и обособление их, увеличивается также количество кварца и величина зерен. Пегматитовые оторочки достигают мощности 0,2-0,7 м и, помимо кварца, мусковита, содержат крупные выделения белого или кремово-розового полевого шпата. Создается определенное мнение, что описанные пегматиты и мелкозернистые мусковитовые граниты, связанные между собой взаимопереходами, являются одновременными или почти одновременными образованиями остаточных магматических расплавов.

Весьма важно, что здесь же на горе Слюдяной в кварцево-слюдяной пегматитовой жиле, вскрытой канавой вместе с ассоциирующими с нею мелкозернистыми гранитами, обнаружены мелкие зерна галенита и молибденита. Оба минерала включены одним зерном кварца. Среди скоплений галенита наблюдаются желтые молибденовые охры. Зерна галенита включают мелкие чешуйки мусковита, что свидетельствует о его более позднем выделении. Микроклин мелкозернистых гранитов наполнен мелкими включениями магнетита. Характерно, что отдельная мелкая вкрапленность молибденита и галенита в микроклиновых гранитах всегда приурочена к периферии интрузий или к участкам, где эти граниты замещены микропегматитовыми и мелкозернистыми гранитами. Существует также пространственная зависимость известных месторождений и крупных проявлений молибденита с участками развития микропегматитовых и мелкозернистых гранитов. В пределах площадей таких участков особенно ярко проявленными околорудными изменениями оказываются мусковитизация и биотитизация. Все это довольно определенно свидетельствует о генетической связи с микропегматитовыми и мелкозернистыми гранитами минерализации свинца, цинка, сурьмы, молибдена, образующих Няровейскую сурьмяно-свинцово-молибденовую рудную зону.

Указанные проявления гранитовой формации сопровождаются развитием жильной серии, представленной весьма ограниченно развитыми аплитами и гранит-аплитами. Те и другие образуют маломощные также согласные жильные тела, нередко ассоциирующие пространственно с кварцевыми рудными жилами. М.С.Бельский на площади Лонгот-Юганского молибденитового месторождения отмечает аплиты, сменяющиеся по простиранию кварцево-полевошпатовыми и затем кварцевыми жилами с молибденитом.

Микроклиновые и микропегматитовые граниты относятся к синскладчатым образованиям. Интрузии их тесно связаны со становлением Полярно-Уральского поднятия. Об этом свидетельствуют не только морфология тел, исключительно согласное залегание и приуроченность гранитов к сводам субмеридиональных и поперечных складчатых структур, но и распространенность их лишь на площади Восточной структурно-фациальной зоны. Формирование поднятия началось в конце позднего кембрия и продолжалось в условиях заложения смежных раннеордовикских прогибов. Естественно поэтому, что гранитами интродуцированы верхнекембрийские отложения орангской свиты. Галька же их в отличие от Приполярного Урала отсутствует в конгломератах тельпосской свиты, поскольку в раннем ордовике все еще продолжалась кристаллизация интрузий. Формирование наиболее поздних про-

явлений гранитов завершилось в среднем ордовике. Этот вывод подтверждается многочисленными определениями их абсолютно-го возраста калий-аргоновым методом по слюде и методом сравнительной дисперсии двупреломления по амфиболу. Время проявления гранита установлено в интервале 520-460 млн лет, а поздних дифференциатов - на уровне 460-440 млн лет.

## СРЕДНЕ-ПОЗДНЕОРДОВИКСКИЙ МАГМАТИЗМ

В отличие от описанных выше древних магматических проявлений средне-позднеордовикские плутоно-вулканические образования развиты преимущественно в Западной зоне. Здесь в составе изъяхойской свиты они представлены андезитовыми и диабазовыми порфиритами, а также липаритовыми порфирами и фельзитами, сопровождаемыми черными, малиновыми и полосчатыми туфами. Все эти горные породы переслаиваются между собой; при этом нередко наблюдаемые контакты липаритовых порфиров всегда ровные, не заметны ответвления и сечение ими вмещающих сланцев. Последние не несут следов метаморфизма. Указанные сведения свидетельствуют об эффузивной природе липаритовых порфиров, образующих сравнительно небольшие и маломощные покровы. В ряде случаев (район Изъя-Хойского гребня, правый склон долины р. Б.Пайпудыны) установлены эруптивные контакты кварцевых порфиров с отложениями бедамельской свиты, а также конгломератами и кварцито-песчаниками нижнего ордовика (Охотников, 1968а). И.Л.Лучинин (1969) полагает, что с внедрением их связано образование вытянутых в плане экструзивных куполов.

Диабазовыми порфиритами, диабазами и габбро-диабазами сложены силлы и покровы, связанные между собой общностью не только сонахождения, но и генезиса. В ряде мест наблюдаются переходы от габбро-диабазов внутренних частей силлов к диабазам, развитым вдоль их периферии. При этом диабазы и диабазовые порфириты нередко переслаиваются с песчаниками и сланцами изъяхойской свиты, образуя покровы мощностью до 1-3 м. Дайки габбро-диабазов обычно локализируются вдоль разломов. В сложении их главная роль принадлежит сосюритизированному андезин-лабрадору, авгиту и менее бурой роговой обманке.

К этой же группе магматических образований относятся габбро-диабазы и диабазы дайкового пояса, развитого в Усинско-Байдарацкой подзоне, вдоль Западного глубинного разлома.

Об этом свидетельствуют отчетливая приуроченность их к нижнеордовикским отложениям верхнебайдарашкой свиты и непосредственная связь дайкового пояса на севере с областью интенсивного и широкого проявления ордовикского магматизма. Дайковый пояс вытянут от истоков р. Пайпудыны на юге до среднего течения р. Хууты на северо-востоке. Мощность его 2-3 км, мощность отдельных согласных тел габбро-диабазов 0,3-0,7 км. В сложении дайкового пояса наряду с габбро-диабазами принимают участие подчиненные по количеству диоритовые порфириты, плагиограниты и кварцевые порфиры. Их образование сопровождалось интенсивной серицитизацией вмещающих толщ и рудными проявлениями свинца, цинка, серебра, мышьяка, сурьмы, золота и ртути.

Магматические проявления кислого состава сосредоточены преимущественно во внутренней части Западной зоны. На правом склоне долины р. Б.Пайпудыны наблюдается группа субвулканических интрузий кварцевых порфиров, образующих цепь вдоль юго-западного разлома. Каждая интрузия имеет в плане овальную или округлую форму диаметром от 40-50 до 250-300 м. Между ними развиты андезитовые порфириты, туфы и липаритовые порфиры. Детальное изучение одной из интрузий свидетельствует о том, что кварцевые порфиры в эндоконтакте переходят в плотные фиолетово-зеленые фельзиты, которые контактируют с пегматитовыми темно-лиловыми сланцами бедамельской свиты. Гематитовые сланцы на ширине 0,5-1,0 м заметно уплотнены и имеют пятнистую текстуру, обусловленную перераспределением гематитового вещества и кварца. Контактующие с ними фельзиты на расстоянии 8-5 см от интрузии приобретают малиновую окраску, захватывая в значительном количестве мелкораспыленный гематит. С удалением от контакта окраска их постепенно меняется до обычной зеленовато-белой; в составе появляются мелкие фенокристы кварца. Среди фельзит-порфиров ближе к контакту еще наблюдаются включения сильно удлиненных линз гематитовых сланцев. Субвулканические интрузии кварцевых порфиров сопровождаются дайками порфиров и фельзитов. В районе оз. Хадата-Юган-Дор отмечаются вулканические структуры, в сложении которых принимают участие фельзиты, липариты и туфолавы. Липаритовые порфиры зеленовато-белые, иногда рассланцованные с хорошо видимыми вкрапленниками кварца. Кроме него, изредка в порфировых выделениях устанавливаются плагиоклаз, микроклин и ортит. Основная масса фельзитовой или лепидогранобластовой структуры сложена тонкозернистым агрегатом, состоящим из кварца, эпидота, мусковита и рудного минерала. Они группируются в виде потоков, обуславливающих полосчатую текстуру горных пород. Плагиоклаз вкрапленников в малоизмененных липаритах соответствует андезину №36.

Кварцевые порфиры и фельзиты, слагающие субвулканические интрузии, нередко сильно раздроблены, а иногда и брекчированы преимущественно в центральных частях тел. Многочисленные тонкие трещины выполнены кварцем, подчас наблюдается брекчия с кварцевым же цементом. В кварцевых жилах содержится гематит, галенит, сфалерит и халькопирит. И.Л. Лучинин (1969) отмечает также минерализацию серебра, молибдена, мышьяка, флюорита и биотита. В последние годы А.Л. Клоповым и Е.В. Бобровым обнаружена минерализация олова в тесной пространственной ассоциации с описанными вулканическими интрузиями кварцевых порфиров и фельзит-порфиров.

Таким образом, средне-позднеордовикские магматические проявления представлены как в интрузивных, так и эффузивных комагматах. Те и другие связаны между собой общностью развития во времени и пространстве, а также наблюдаемыми между ними взаимопереходами. Это дает основание рассматривать их как плутоно-вулканические формации (Устиев, 1963), из которых габродиабазовая связана с заложением ордовикских прогибов, в том числе и в Усинско-Байдарацкой подзоне, наследующей тенденцию погружения от ранее заложеного прогиба в позднем кембрии. Поздняя, липарит-порфировая, формация, по-видимому, является отражением частичной инверсии прогибов, о чем свидетельствуют сосредоточение ее вдоль периферии поднятий и локальное развитие конгломератов в основаниях изъяхойской и залегающей выше пайпудынской свит.

Средне-позднеордовикский возраст формаций доказывается не только внедрением субинтрузий в отложения тельпосской и верхнебайдарацкой свит нижнего ордовика и сборов в отложениях изъяхойской свиты явно послекембрийских, по заключению А.Г. Вологодина, *Thamnopora Steinger*, но и определением времени проявления связанной с ними минерализации. По данным И.Л. Лучинина (1969), абсолютный возраст галенита из жил этого комплекса, определенный изотопным методом по свинцу, равен 445 млн лет.

Обе формации имеют важное значение, поскольку с ними пространственно и генетически связана главным образом свинцовая, цинковая, сурьмяная, серебряная и оловянная минерализация. К сожалению, значение обеих формаций выяснилось лишь в последние годы, поэтому детали строения и их металлогенические особенности еще далеко не изучены.

## СИЛУРИЙСКО-РАННЕДЕВОНСКИЙ МАГМАТИЗМ

Магматические проявления этого времени представлены интрузиями ультрабазитов, связанных с зонами глубинных разломов. Вдоль Западного глубинного разлома они образуют небольшие, чаще линзовидной формы тела, положение которых в пространстве подчинено мощной зоне дробления и смятия горных пород. На севере, в истоках р. М.Усы и на южном берегу оз. Б.Щучье, мелкие тела гипербазитов находятся в контакте с алевроитовыми кварцито-песчаниками хыдейской свиты нерасчлененного нижнего и среднего ордовика. Южнее, в долине руч. Помпель-Шора, на левом склоне долины р. Б.Пайпудыны, они вскрыты скважинами среди рассланцованных песчаников и сланцев хыдейской и пайпудынской свит верхнего ордовика-силура. Глубоко-серпентинизированные ультрабазиты лишь изредка содержат оливин и ромбический широксен. В весьма преобладающем количестве в состав их входят вторичные минералы - серпентин, ацтигорит, тальк, хлорит, среди которых находятся магнетит и хромит.

В зоне Восточного глубинного разлома гипербазиты представлены крупными интрузиями горных массивов Сыум-Кеу на севере и Рай-Из на юге. Более изученная интрузия массива Рай-Из имеет в плане серповидную форму с выпуклостью, обращенной на север. Длинная ось массива вытянута в северо-западном направлении и занимает по отношению к уральским структурам и в целом гипербазитовому поясу восточного склона Полярного Урала дискордантное положение. Примечательно, что параллельно ей развиты преобладающая трещиноватость в северной части массива Рай-Из, а также ориентированы согласные параллелизм минералов. Точно также ориентированы согласные мелкие тела серпентинитов, сопровождающие массив вдоль его северного контакта. Создается определенное убеждение, что гипербазиты еще в момент становления массива Рай-Из перемещены в северо-западном направлении и вдвинуты в структуры уральского направления. Быть может, этим объясняется „исчезновение“ Западного глубинного разлома к югу от долины р. Собы, который перекрыт северо-западной частью массива гипербазитов. С другой стороны, форма массива, возможно, объясняется положением его между близко подходящими здесь друг к другу Западным и Восточным глубинными разломами и общей унаследованностью им субширотных простираний горных пород в южном крыле Собской поперечной антиклинали.

Полосчатость в гипербазитах в общем сохраняет падение на юг и юго-восток под довольно крутыми углами от 40 до

60°. Таким образом, массив Рай-Из рассматривается как крупная пластообразная залежь. Параллельно полосчатости в перидотитах развиты жилы дунитового и оливинитового состава. В более крупных жилах наблюдается примесь хромита, распределенного неравномерно и образующего шпирь. Серпентинизация развита преимущественно у периферии массива, но наблюдается и во внутренней его части. Здесь она развита полосами, направление которых все также соответствует простиранию общей полосчатости горных пород. Кроме того, в перидотитах наблюдаются обильные трещины отдельности, образующие в ряде случаев зоны расслаивания.

Изучавший детально этот массив А.Н.Заварицкий (1963) указывает, что в сложении его главное значение имеют перидотиты. В.Я.Устинов среди перидотитов выделяет гарцбургиты, верлиты и роговообманковые перидотиты. Первые являются наиболее распространенной разновидностью и по существу почти полностью слагают массив Рай-Из. Дуниты связаны постепенными переходами с гарцбургитами и скорее среди них напоминают шпировые образования.

Роговообманковые перидотиты и пироксениты залегают обычно на контактах с габбро и в этом смысле являются весьма характерными образованиями, свидетельствующими о тесной взаимосвязи габбро и перидотитов. В составе их вдоль юго-восточной периферии массива Рай-Из В.Я.Устинов указывает плагиоклаз, ромбический и моноклинный пироксен. По своему составу они приближаются к габбро, расположенным в контакте с перидотитами.

Помимо перечисленных горных пород, в составе массива Рай-Из А.Н.Заварицкий (1963) описывает своеобразный жильный комплекс, получивший преимущественное развитие в южной и юго-восточной частях интрузии. Он отмечает жильные пироксениты, горнблендиты, габбро-пегматиты, габбро, альбититы, олигоклазиты и роговообманковые диабазы.

Определения абсолютного возраста гипербазитов, выполненные Т.А.Фомиченко методом сравнительной дисперсии двупреломления по амфиболу в ряде образцов, которые отобраны южнее в массиве Пай-Ер, указывают время формирования их 420–410 млн лет.

## СРЕДНЕ-ПОЗДНЕДЕВОНСКИЙ МАГМАТИЗМ

Магматические образования этой эпохи представлены как в наземных, так и глубинных фациях, сосредоточенных вдоль восточного склона Урала, в области Сось-Войкарского и Щучинского синклиналиев. В этих районах с интрузиями кислого и умеренно кислого состава связаны скарновые месторождения железа, проявления редких

металлов и меди. В описываемой части Полярного Урала известны лишь габбро, габбро-диориты, габбро-диабазы и плагиограниты, пространственно и генетически связанные с Восточным глубинным разломом.

Габбро ассоциируют с перидотитами, но вместе с тем известны и в самостоятельных интрузиях в долине р. Б.Ханмея. В составе их главенствующее значение принадлежит роговой обманке (до 50%) и плагиоклазу-лабрадору (50-60%), реже наблюдается моноклинный пироксен. Ближе к периферии массивов габбро появляется кварц, увеличивается содержание плагиоклаза и нередко наблюдаются переходы их в габбро-диориты. Некоторые исследователи отмечают здесь сечения габбро диоритами и кварцевыми диоритами, а также дайками диабазов.

Возрастное положение габбро доказывается наблюдаемыми интрузивными соотношениями их с перидотитами. В нижнем течении Малого и Большого Ханмея габбро и габбро-диориты интрузируют сложную вулканогенную толщу, в верхах которой обнаружена фауна нижнего девона. В Приполярном Урале описанные габбро, габбро-диабазы, кварцевые диориты и плагиограниты установлены среди палеонтологически охарактеризованных вулканогенно-осадочных отложений среднего девона (Подсосова, Митюшева и др., 1969). Приведенные выше данные позволяют и габбро, и габбро-диабазы, связанные взаимоотношениями и единством структурной приуроченности, датировать средним-поздним девоном. В этом случае подчеркивается длительность существования Восточного глубинного разлома.

## ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ МАГМАТИЗМ

Мясо-красные пегматоидные микроклиновые граниты известны давно на Полярном Урале, однако их позднепалеозойский возраст выяснен лишь недавно. Эти граниты установлены в долине руч. Нягар-Нео-Шора, где они слагают пластообразную залежь мощностью 70-100 м. От микроклиновых раннеордовикских гранитов они отличаются повышенным содержанием (5-6%) окиси калия (Охотников, 1972), более крупнозернистым сложением и отсутствием параллелизма в расположении слагающих их минералов. Крупные, до 2-3 мм в поперечнике зерна представлены микроклином с хорошо выраженным решетчатым строением, альбит-олигоклазом и кварцем. Мусковит и биотит широко развиты, в некоторых пегматоидных разностях образуют крупные выделения.

В долине руч. Нягар-Нео-Шора микроклиновые мясо-красные граниты содержат ксенолиты гранодиоритов и микроклиновых раннеордовикских гранитов. Последние чаще наблюдаются у периферии интрузии, но иногда обнаруживаются и во внутренней части пластообразной залежи. В этом случае они скорее соответствуют сохранившейся линзе или межпластовой залежи микроклиновых раннеордовикских гранитов, испытавших в контакте метасоматическое замещение и обогащенных гранатом, сфеном и магнетитом. В этом же районе довольно часто наблюдаются секущие жилы мясо-красных гранитов, проникающие в микроклиновые раннеордовикские граниты. Жилы мощностью 10–15 см имеют отчетливые контакты, прослеживаются на 5–10 м. В верхней точке Марункеуского горного массива, на горе Слюдяной, известны пересечения микропегматитовых гранитов и связанных с ними пегматитов мясо-красными гранитами. Не случайно, что на этом участке установлены мусковитовые пегматиты двух возрастов, поздние из которых связаны с мясо-красными микроклиновыми гранитами и представлены мусковит-микроклиновыми крупнозернистыми телами яркой розовой или кирпично-красной окраски, в то время как более ранние пегматиты с альбитом обычно кремовые или белые.

Приведенные данные подтверждают позднее внедрение микроклиновых мясо-красных гранитов, которые относятся к внегеосинклинальным образованиям Полярного Урала (Охотников, 1972). Ю.Е.Молдаванцев (1963) отмечает пересечения мясо-красными гранитами габбро-диоритов горы Масло, для которых достаточно надежно установлен средне-позднедевонский возраст.

Ф.Р.Апельцин, Н.В.Скоробогатов и Л.Н.Якушин (1967) с проявлением позднепалеозойского магматизма в Полярном Урале увязывают широкое развитие альбитовых и микроклиновых метасоматитов, установленных в бассейнах рр. Соби, Лонгот-Югана и Шучьей. Метасоматическому замещению и преобразованию подвергались как эффузивно-осадочные доордовикские толщи, чаще всего няровейской и немурюганской свит, так и раннеордовикские граниты. Характерной особенностью развития этих процессов является отчетливо выраженная пространственная связь их с крупными поперечными складчатыми структурами, в пределах которых локализовались и мясо-красные микроклиновые позднепалеозойские граниты (Охотников, 1972). Кроме того, в присводовых частях поперечных антиклинальных сооружений сосредоточено подавляющее количество микроклиновых раннеордовикских гранитов. Ф.Р.Апельцин и др. (1967) полагают, что метасоматические позднепалеозойские процессы наиболее полно достигали состояния эвтектического плавления

при локализации их в зонах нарушений более ранних гранитов и гранито-гнейсов. С этих позиций становится ясным широкое развитие метасоматитов в областях проявления поперечных складчатых структур.

С другой стороны, представляется вероятным, что поперечные складчатые структуры и обрамляющие их крупные разломы являлись не только структурами, в пределах которых концентрировались поздние магматические и метасоматические процессы. Они, по-видимому, служили подводными каналами для флюидов, распространявшихся в стороны от позднепалеозойских крупных магматических очагов Ангалско-Березовской геосинклинали. Последняя расположена к востоку от Полярно-Уральского поднятия. Позднепалеозойская активизация и инверсия ее отразились в северной части Полярного Урала в формировании внегеосинклинальных магматических очагов щелочных гранитоидов, сопровождаемых распространением метасоматических процессов. Самостоятельное проявление позднепалеозойского магматизма в области Полярно-Уральского антиклинального поднятия, по-видимому, маловероятно, поскольку Восточная зона Полярного Урала, начиная с ордовика, соответствовала уже консолидированной области.

Проявление позднепалеозойского магматизма по результатам определения абсолютного возраста горных пород характеризуется большим диапазоном: от 336 до 245 млн лет (Апельцин и др., 1967; Перфильев, 1968; Удовкина, 1968). Большие цифры в условиях длительных и сложных процессов метасоматоза могут соответствовать незавершенным метасоматическим преобразованиям. Меньшие цифры соответствуют пермскому возрасту.

## ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ И ОСОБЕННОСТИ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И ПРОЯВЛЕНИЙ ПОЛЯРНОГО УРАЛА

---

Еще сравнительно недавно можно было встретить высказывания о том, что территория Полярного Урала является классическим примером проявления „стерильных“ магм, не сопровождаемых развитием рудных образований. Такое суждение, видимо, основывалось не столько на действительной бедности рудными месторождениями Полярного Урала, сколько на слабой изученности его территории. К настоящему времени здесь известно множество проявлений и месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. Многие из них по масштабам достигают промышленных значений.

За два последних десятилетия на территории Полярного Урала установлены скопления молибдена, свинца, цинка, сурьмы, тантала, ниобия, железа, олова, золота, мышьяка, меди, серебра, вольфрама, висмута и других металлов. Эти проявления, как указывалось выше, генетически связаны с различными интрузивными циклами, но независимо от этого в подавляющем большинстве принадлежат гидротермальным образованиям. Среди них выявлены высоко-, средне- и низкотемпературные минеральные ассоциации. Однако наиболее широко развиты только гипо- и мезотермальные рудные образования, нередко обнаруживающие переходы к эпитермальным рудам. Проявления и месторождения других генетических типов развиты крайне ограниченно и представлены чаще всего незначительными по количеству скоплениями рудных минералов. Особенно это касается магматического и пегматитового генетических типов руд. При этом следует иметь в виду, что мы не рассматриваем области развития крупных интрузий гипербазитов, где магматические месторождения могли иметь существенное значение.

Роль метасоматических месторождений в горной полосе Полярного Урала до настоящего времени выяснена недостаточно. Широкое развитие среди доордовикских отложений известняков и нередкая ассоциация их с гранитоидами заставляют полагать, что значение этого генетического типа рудопроявлений все еще недооценено на Полярном Урале. Не исключается, что весьма продуктивными могут оказаться силурийские известняки пайпудинской свиты, особенно там, где они вовлечены в зону Западного глубинного разлома. К сожалению, площадь эта закрыта мощным чехлом рыхлых отложений, и изучение ее является предметом ближайшего будущего.

Сравнительно недавно редкометальные метасоматические месторождения установлены в тесной пространственной ассоциации с древними гранитоидами, которые вместе с вмещающими их толщами претерпели вторичную гранитизацию и замещение редкометальными альбититами. Обнаружение их дало развитие новой отрасли исследования в Полярном Урале и соответственно повысило перспективы этого края. Кроме того, из-за все еще недостаточной изученности многие рудные проявления и месторождения Полярного Урала не имеют промышленной оценки. Не всегда ясны их генетические особенности, поэтому отнесение их к тому или иному генетическому типу иногда достаточно условно и не исключает последующего изменения и дополнения.

## МАГМАТИЧЕСКИЕ ПРОЯВЛЕНИЯ

Промышленные скопления руд этого генетического типа на рассматриваемой территории Полярного Урала не установлены. Медкие по масштабам и содержанию полезного компонента магнетитовые руды известны на левобережье в истоках р. Б.Харбея в тесной ассоциации с небольшими интрузиями гипербазитов. Рудные залежи мощностью 0,5–0,75 м, представленные рассеянной вкрапленностью преимущественно магнетита и ильменита в серпентинитах, с пологим падением залегают в теле интрузии. Последняя в плане имеет овальную форму, бóльшая ось ее достигает 400 м.

Рудные залежи не имеют четких границ и не сопровождаются какими-либо изменениями вмещающих горных пород. С последними они связаны весьма плавными переходами, выраженными постепенным исчезновением вкрапленности рудных минералов в сторону от рудной залежи, что с несомненностью

свидетельствует о магматическом – сегрегационном – генезисе руд. Максимальная концентрация вкрапленности магнетита и ильменита наблюдается в лежащем боку залежи, но и здесь количество ее не превышает 20–25% объема горных пород.

К этому же генетическому типу некоторые исследователи относят ограниченно развитую вкрапленность молибденита в микроклиновых крупнозернистых гранитах раннего ордовика, известную в бассейнах рр. Лонгот–Югана, Бадья–Югана и в районе хр. Марун–Кеу. Предполагается, что магматический генезис имеет редкая вкрапленность галенита в микроклиновых гранитах, установленная в бассейнах рр. Сядата–Яхи и Бадья–Югана.

Убогая вкрапленность молибденита в виде крайне редких и мелких чешуек его ососредоточена в краевых, наиболее измененных частях интрузий, которые в бассейне р. Бадья–Югана вследствие контаминации гранитоидов нередко представлены гранодиоритами или амагматитами. На правом берегу р. Сядата–Яхи вкрапленность молибденита, наблюдавшаяся И.А.Преображенским, приурочена к той части сложной интрузии микроклиновых гранитов, которая замещена – резорбирована – более поздними мелкозернистыми гранитами. Редкие отдельные чешуйки молибденита расположены среди кварцево–альбитовой ткани, между крупными реликтовыми зёрнами плагиоклаза, микроклина и кварца собственно микроклиновых гранитов раннего ордовика. В такой же ассоциации находятся отдельные зёрна (до 1,5–2,0 мм в поперечнике) галенита, наблюдаемые в юго–западной части этой же интрузии и в бассейне р. Бадья–Югана. В последнем случае галенит приурочен к мелким жилам мелкозернистых гранитов, проникающих в крупнозернистые микроклиновые граниты. Вкрапленность галенита здесь чаще наблюдается на участках развития мелких чешуек мусковита и не исключена связь ее с более поздними гидротермальными процессами. В долине руч. Мелкорыбного (бассейн р. Лонгот–Югана) К.Н.Прядкин отмечал мелкую, редкую, но равномерную вкрапленность чешуек молибденита в жилах микроклиновых гранитов, мощность которых достигает 1,15 м. К сожалению, сами граниты детально не изучены.

Перечисленные рудопроявления, естественно, не имеют промышленного значения и уже поэтому никем из исследователей не изучались детально; отнесение их к магматическому типу проявлений требует еще дополнительных подтверждений. В некоторых районах (р. Саль–Тальба) вкрапленность молибденита в гранитах расположена рядом с участками развития пегматитовых, аплитовых и кварцевых рудоносных жил, секущих граниты. В этих случаях вкрапленность может оказаться

результатом проникновения вдоль микротрещин сухих возгонов или высокотемпературных растворов, несущих молибден или свинец.

Вместе с этим в долинах рр. Сядата-Яхи и Немур-Югана вкрапленность молибденита и галенита наблюдается среди мелкозернистых гранитов, замещающих крупнозернистые микроклиновые граниты раннего ордовика. Аналогичная связь молибденита и галенита с мелкозернистыми гранитами и пегматитами отмечалась ранее в хр. Марун-Кеу. По этим данным устанавливается связь вкрапленности молибденита и галенита не столько с крупнозернистыми микроклиновыми гранитами раннего ордовика, сколько с мелкозернистыми и микропегматитовыми гранитами более поздней субфазы тектоно-магматического цикла. Однако мелкозернистые и микропегматитовые граниты неизвестны в Полярном Урале в виде крупных проявлений. Они чаще образуют мелкие жильные тела или развиты вдоль периферии массивов крупнозернистых микроклиновых гранитов, замещая последние. По этой причине нет основания ожидать на Полярном Урале крупных магматического генезиса скоплений молибдена, свинца и других элементов, тем более что убогая вкрапленность молибдена и галенита обуславливает крайне низкие содержания этих металлов.

## ПЕГМАТИТОВЫЕ ПРОЯВЛЕНИЯ

На территории Полярного Урала до настоящего времени известны пегматиты только кислого состава, но и они встречаются очень редко. Видимо, описанные ранее условия формирования в основном послыдно-инъекционных залежей гранитоидов, внедрившихся вдоль открытых полостей и сложных зон трещиноватости, не способствовали скапливанию летучих компонентов и образованию пегматитов. В этом заключается одна из важных особенностей геологического строения территории Полярного Урала. Становление гранитоидных интрузий здесь не могло проходить в направлении развития пегматитов. Следовательно, тем вероятнее скопление на этой площади связанных с гранитами последующих рудных образований, поскольку, по мнению С.С.Смирнова (19556), широкое развитие пегматитов уже исключает достаточно обширное формирование и выделение рудоносных флюидов.

Примером отклонения от указанного выше положения является район хр. Марун-Кеу, где исключительно или почти исклю-

чительно в Полярном Урале известны пегматиты. Подобные им образования В.Н.Гессе отметил также в среднем и нижнем течении р. Б.Харбея и Н.К.Прядкин - в нижнем течении р. Лонгот-Югана. Обе указанные площади с проявлениями пегматитов соответствуют крупным Марункеускому и Харбейскому древним островным антиклинальным поднятиям, испытавшим частичную консолидацию уже к моменту внедрения раннеордовикских гранитов. Очевидно, по этой причине формирование гранитоидов происходило здесь в условиях затрудненного отделения летучих компонентов и, возможно, на больших глубинах, что в свою очередь способствовало образованию пегматитов. Эти аномальные для Полярного Урала условия формирования гранитоидов в локальном проявлении сохранялись как в раннем ордовике, так и в позднем палеозое, поскольку собственно интрузивные образования каждого из двух указанных тектоно-магматических циклов сопровождались пегматитами в хр. Марун-Кеу. Однако ввиду ограниченного развития пегматитов и бедной вкрапленности в них рудных минералов в целом на территории Полярного Урала такие проявления не имеют практического значения.

Как ранние, так и поздние пегматиты хр. Марун-Кеу представлены чаще всего слюдяными образованиями. К сожалению, практическая ценность слюды весьма низка из-за интенсивной дислоцированности как самих пегматитов, так и кристаллов слюды. Эта характеристика, видимо, относится к пегматитам раннеордовикских гранитов; поздние пегматиты менее дислоцированы, но размеры кристаллов слюды не превышают 2-3 см в поперечнике. Те и другие пегматиты не образуют крупных тел. Чаще всего это жильобразные или линзовидные тела протяженностью 15-20 м, редко более, мощность их до 2-3 м. Ранние пегматиты собственно водораздельной части хр. Марун-Кеу (Слюдяная горка) имеют более светлую окраску и содержат крупные кристаллы альбита. Пегматиты позднепалеозойских гранитов розовые или мясо-красные с крупными кристаллами калиевого полевого шпата и нередко биотитом развиты на восточном склоне хребта, в бассейне руч. Нягар-Нео-Шора.

Пегматиты, главным образом ранние, изучались В.П.Белоусовой, В.Н.Гессе, В.И.Ждановым и И.Л.Соловейчиком. По данным В.П.Белоусовой, в них встречаются кристаллы кианита и значительно реже аксессуарного сподумена.

Пегматиты с вкрапленностью молибденита наблюдались К.Н.Прядкиным по левому берегу, в нижнем течении р. Лонгот-Югана. Такие пегматиты слагают жильные тела протяженностью до 100 м мощностью 5-10 м. В составе их - кварц, микроклин, биотит в кристаллах размером 5-8 см. На всем протяжении жил или на отдельных участках устанавливается редкая вкрап-

ленность молибденита, пирита и халькопирита, нигде не образующая промышленных скоплений. Изредка вдоль контактов пегматиты сопровождаются кварцево-полевошпатовыми прожилками, также несущими редкую рассеянную вкрапленность молибденита. В других случаях в эндоконтактах пегматиты постепенно сменяются мелкозернистыми плотными аплитами.

Описанный тип оруденения в пегматитовых жилах относится к эманационным проявлениям молибденита. В условиях развития жильной серии гранитового ряда Полярного Урала, очевидно, к аналогичному типу относится вкрапленность молибденита в аплитах и гранит-аплитах. Об этом свидетельствуют указанные выше взаимопереходы между пегматитами и аплитами. Связь аплитов и пегматитов и постепенный переход одних в другие по простиранию жил отмечал М.С.Бельский в районе среднего течения р. Лонгот-Югана, А.Н.Заварицкий (1955) при описании аплитов Урала подчеркивал региональное значение подобной зависимости.

Вкрапленность молибденита особенно свойственна аплитам и гранит-аплитам района р. Саль-Тальбы и руч. Бурного (левобережье р. Хадаты). По сведениям Л.А.Смирнова и В.П.Пономарева, она наблюдается в массивных плотных аплитах преимущественно в средней части жил, мощность которых достигает 0,5-1,0 м. Протяженность таких жил не превышает 5-18 м. Единичная рассеянная и мелкая вкрапленность молибденита существенно отличается от более поздних мелко- и среднечешуйчатых его агрегатов, развитых в тесной ассоциации с мусковитом вдоль зальбандов жил аплитов или вдоль секущих трещин. Очевидно, как полагал Н.А.Хрушев (1951), такая вкрапленность молибденита является результатом газовых эманаций, выделяющихся одновременно с кристаллизацией жильных тел гранит-аплитов. Значительные скопления молибденита для этого рудного процесса не характерны.

## МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Подавляющее большинство метасоматических месторождений и проявлений в Полярном Урале не имеют определенно выраженной генетической связи с интрузивными образованиями и не располагаются в их контактах. Нередко тяготея к периферии интрузивных тел, они не связаны непосредственно с контактными воздействиями последних, а являются результатом наложения значительно поздних процессов, как это установлено

(Апельцин и др., 1967) для редкометалльных альбитовых метасоматитов. По этой причине предлагаемое многими авторами выделение контактово-метасоматического генетического типа месторождений, с нашей точки зрения, не приемлемо для территории Полярного Урала, ибо в указанном названии типа подчеркиваются на самом деле несуществующая пространственная близость месторождений к определенному интрузивному контакту и непосредственная связь их с контактовыми воздействиями.

Рассматриваемые ниже месторождения, возникшие в результате замещения различных горных пород под воздействием флюидов, выделены в группу метасоматических месторождений. Естественно, подразумевается связь их с теми или иными магматическими очагами, хотя такая связь во многих случаях еще требует доказательств.

Поразительной особенностью метасоматических месторождений в гранитах рассматриваемой северной части Полярного Урала является отчетливо проявленное сосредоточение сколько-либо крупных рудных скоплений этого генезиса в пределах поперечной Лонгот-Юганской антиклинальной структуры. Здесь намечается своеобразная рудная провинция, на территории которой расположены метасоматические месторождения железа, молибдена и тантала, отличающиеся друг от друга не только парагенетическими минеральными ассоциациями, но, как утверждают многие авторы, и возрастом. Правда, тесная пространственная взаимосвязь месторождений и общность структурной приуроченности могут свидетельствовать о единстве их генетической связи, вследствие чего тезис о различном возрасте месторождений должен быть подтвержден достаточным фактическим материалом. Не исключена возможность, что рассматриваемые ниже метасоматические месторождения тантала, молибдена и железа связаны с единым позднепалеозойским магматизмом и энергично проявленными в эту эпоху процессами высокотемпературного метасоматоза, сопровождаемого развитием альбитовых метасоматитов.

Характерные метасоматические скарновые месторождения железа и молибдена установлены в долине истоков р. Немур-Югана. Наиболее крупные залежи железорудных скарнов с вкрапленностью молибденита, расположенные на правом склоне долины этой реки, известны под наименованием Немур-Юганского молибденового месторождения, детально исследованного С.С.Ивановым.

Немур-Юганское месторождение представлено пятью крупными и рядом более мелких залежей, залегающих согласно в мраморизованных известняках нижней части разреза немурюганской свиты. Мраморизованные известняки

слагают ядро меридиональной Немур-Юганской антиклинали, осложненной здесь поперечной субширотной Лонгот-Юганской антиклинальной структурой, поэтому эти известняки получили здесь довольно широкое распространение. Кроме того, пересечение крупных складок двух почти взаимно перпендикулярных направлений обусловило повышенную трещиноватость и пористость горных пород, облегчающих проникновение флюидов и рудоносных растворов, видимо, нескольких генераций. Ширина Немур-Юганской антиклинали в районе месторождения достигает 1,5 км, крылья погружаются под углами 30-50°. В сводовой части ее расположены раннеордовикские гранитоиды, в эндоконтактах согласных интрузий которых нередко наблюдаются гранодиориты и кварцевые диориты. Здесь сланцевые образования немурюганской свиты превращены в различные парагнейсы, а мраморы - в гранат-эпидотовые и амфибол-гранатовые скарны с магнетитом и молибденитом. Среди парагнейсов по минералогическому составу выделяются мусковитовые и двуслюдяные гнейсы. Альбито-хлоритовые сланцы являются переходными образованиями между ними и обычными хлорито-серицитовыми сланцами немурюганской свиты.

Мусковиты и двуслюдяные гнейсы слагают внутреннюю часть месторождения, площадь которого вытянута с юго-запада на северо-восток при ширине 100-120 м. В центральной части его развиты двуслюдяные гнейсы, вмещающие две наиболее крупные согласные скарновые залежи. Две другие рудные залежи расположены среди мусковитовых гнейсов. Наконец, мало мощная и явно непромышленной ценности залежь № 3 приурочена к площади развития альбито-хлоритовых сланцев периферии рудного поля. Существует также зависимость состава скарнов от пространственного их размещения. Амфибол-гранатовые скарны залежей №№ 4, 5 расположены среди двуслюдяных гнейсов центральной части рудного поля. Гранат-амфибол-эпидотовые скарны развиты ближе к периферии его, среди мусковитовых гнейсов; среди альбито-хлоритовых сланцев известны только гранат-эпидотовые слабооруденелые скарны с незначительным содержанием амфибола. Гнейсы в контакте со скарнами рассланцованы, часто обогащены эпидотом, биотитом, амфиболом и серицитом. По мере удаления от контакта содержание эпидота и биотита постепенно снижается и намечается постепенный переход от скарнов к вмещающим мусковитовым гнейсам.

Рудные скарновые залежи представлены серией линз мощностью от нескольких сантиметров до 4-6 м на участках раздувов. Отдельные линзы соединены между собой тонкими прожилками, обогащенными биотитом. Длина линз обычно не превышает 25-30 м, падения в юго-восточных румбах характеризуются

углами 40-50°. Сами линзы также не выдержаны по простиранию и мощность их на коротких интервалах резко меняется. В целом, как правило, для скарновых залежей устанавливается довольно быстрое сокращение мощности в юго-западном направлении. По падению скарновые залежи в штольне и естественных выходах обрывистого правого склона долины р. Немур-Югана прослежены до 100-110 м. При этом достаточно отчетливо наблюдается тенденция возрастания мощности рудных тел на более глубоких горизонтах.

Скарны представлены массивными плотными горными породами, состоящими в основном из эпидота, амфибола, граната, магнетита и хлорита. Гранат распространен неравномерно, чаще тяготея к участкам раздувов скарново-рудных тел. Реже встречается моноклинный пироксен, как правило, связанный со скарнами, которые залегают среди двуслюдяных гнейсов центральной части рудного поля. В этих же скарнах иногда наблюдается полосчатое строение, обусловленное чередованием полос, которые сложены амфиболом, эпидотом и гранатом. С появлением пироксена в составе полос уменьшается роль эпидота, но возрастает количество магнетита.

Кроме магнетита, из рудных минералов присутствуют пирит, халькопирит и молибденит. Последний в скарнах, расположенных у периферии рудного поля, образует небольшие редкие гнезда или распределен в виде отдельных мелких чешуек, чаще всего приуроченных к участкам развития граната. В скарнах центральной части рудного поля молибденит наблюдается в скоплениях и прожилках, вытянутых по простиранию залежи. В этих скоплениях вместе с кварцем находятся зерна амфибола, граната и магнетита. Максимальное количество молибденита наблюдается в раздувах скарновых линз. К флангам их одновременно с сокращением мощности устанавливается резкое снижение содержания молибденита. Кроме того, в большинстве скарново-рудных залежей с приближением к их лежащему боку снижается количество граната и молибденита. Еще резче проявлено сокращение количества молибденита в скарнах с удалением от центральной части рудного поля. Во внешних его частях среди альбито-хлоритовых сланцев наблюдаются магнетит-эпидотовые скарны с амфиболом, содержащие пирит и халькопирит при отсутствии макроскопически устанавливаемого молибденита. Содержание последнего в скарнах резко убывает при смене мусковитовых гнейсов альбито-хлоритовыми сланцами, слагающими внешнюю зону рудного поля. Очевидно, одновременно с исчезновением мусковита во вмещающих горных породах в составе рудных залежей уменьшается количество молибденита. По периферии рудного поля среди скарнов преимущественно развит халькопирит. Эта смена минерализации свидетельствует о горизонтальной зональности

в рудоотложении на площади Немур-Юганского месторождения.

Изучение руд Немур-Юганского месторождения под микроскопом свидетельствует о широком развитии магнетита, проникающего в гранат и замещающего его раздробленные зерна. С магнетитом иногда ассоциирует молибденит. Однако чаще он вместе с пиритом, халькопиритом и кальцитом цементирует магнетит и все нерудные минералы скарнов. Молибденит присутствует в сильно изогнутых и разлинзованных пластинках. Трешиноват также и ассоциирующий с ними пирит, что свидетельствует о пострудных тектонических движениях, приводящих нередко к разрыву и смещению отдельных частей рудных линз. Наиболее часто наблюдается вкрапленность пластинчатых кристаллов молибденита. Реже он образует скопления пластинчатых агрегатов или прерывистые цепочкообразные скопления, где отдельные его кристаллы достигают размера 1,2 x 0,3 мм.

Кроме указанных рудных минералов, в скарнах Немур-Юганского месторождения в результате химических анализов установлено присутствие в незначительных количествах олова, вольфрама, сурьмы и висмута. Самостоятельные минералы этих элементов в скарновых залежах не обнаружены.

По мнению С.С.Иванова, образование скарново-рудных залежей происходило в два этапа, из которых первый соответствует формированию собственно скарнов, возникших в условиях активного воздействия раннеордовикских микроклиновых гранитов на вмещающие толщи. В начальные стадии второго - гидротермального - этапа происходило выделение магнетита, сопровождавшееся альбитизацией и амфиболлизацией ранее возникших скарнов. Несколько позже формировался молибденит, частью магнетит, пирит и халькопирит. Этот процесс сопровождался интенсивной хлоритизацией и мусковитизацией вмещающих горных пород.

По минералогическому составу месторождение соответствует молибденит-пирито-халькопиритовому типу. Нахождение его вне связи с зонами крупных разломов является неблагоприятным признаком при оценке промышленных перспектив скарновых месторождений. По-видимому, не менее существенно сказалась приуроченность месторождения к северному крылу Лонгот-Юганской антиклинали, где в общем по сравнению с ядерной частью трещиноватость горных пород меньше и не возникали значительные по размерам открытые полости. Не исключается генетическая связь месторождения с позднепалеозойскими гранитами, формирование которых сопровождалось широким развитием редкометальных метасоматитов и минерализацией молибдена, хотя и более слабой, чем предшествующее ей оруденение, связанное с раннеордовикскими гранитами.

Скарновые молибденовые проявления известны также в среднем течении р. Лонгот-Югана. Гранат-эпидотовые и гранат-пироксеновые скарны с молибденитом во многом аналогичны скарнам описанного выше Немур-Юганского месторождения, но отличаются от них низким содержанием магнетита и присутствием пирротина. Значительное количество скарново-рудных тел на этом участке, большая протяженность их - до 250 м при мощности 4-5 м - естественно являются весьма вескими доводами при положительной оценке этого рудопроявления. Однако в целом процесс скарнирования проявлен здесь менее активно.

Редкометалльные альбититы бассейна р. Лонгот-Югана выявлены сравнительно недавно на нескольких участках, расположенных вдоль Лонгот-Юганской поперечной антиклинали, ближе к ее сводовой части. Изучавшие это оруденение Ф.Р.Апельцин и сотр. (1967) считают, что распространение редкометалльных метасоматитов в региональном плане не выходит за границы поперечной Лонгот-Юганской структуры. В деталях положение их определяется элементами дизъюнктивной тектоники, связанными с широтными (Лонгот-Юганским и, очевидно, Сядата-Яхинским) разломами, которые играют роль связующих структур с зоной Восточного глубинного разлома.

Образование альбититов указанные выше авторы (Апельцин и др., 1967) рассматривают как результат эволюции состава древних метаморфических серий и магматических образований в палеозойском периоде развития Уральской геосинклинали в процессе метаморфизма, вторичной гранитизации и сопутствующего щелочного метасоматоза. Возникновение и сосредоточение этих процессов предполагается в зоне Восточного глубинного разлома, откуда они распространялись вдоль широтных дизъюнктивных нарушений. Подчеркивается также пространственная связь редкометалльных метасоматитов с интрузивными массивами раннего ордовика, особенно с их краевыми частями. При этом в главной массе рудные альбититы образуются не по гранитам, а за счет вмещающих гранитизированных метаморфических парасланцев и зеленокаменных горных пород.

Характеристика гранитных метасоматитов со значительными сокращениями приводится ниже по результатам детальных исследований, приведенных Ф.Р.Апельциным (Апельцин и др., 1967). По условиям локализации редкометалльные альбититы делятся на два структурных типа. В одном случае это поля метасоматитов, связанные с инъекционными зонами гранито-гнейсов и гранитизированных сланцев, в другом - альбититы приурочены к краевым частям крупных залежей микроклиновых гранитов и гранито-гнейсов. Само по себе существование в Полярном Урале согласных залежей гранитов и сопровождающих их сог-

ласных же зон гранитоидной инъекции с самого начала формирования метасоматитов определило их согласный характер залегания. Гранитные альбититы образуют различные по размерам залежи, унаследовавшие слоистое строение, инъекционную структуру зон гранитизации и даже направление их падения. По этой причине рудные залежи характеризуются частым и весьма невыдержанным чередованием удлиненных линз метасоматитов, сменяющих друг друга как по простиранию, так и по падению в восточных румбах. Рудные залежи нередко выклиниваются с глубиной, однако, по-видимому, столь же часто вновь появляются в пределах одного структурного шва или зоны инъекции. Метасоматиты, как и сами граниты, особенно часто локализуются в сводах мелких широтных складок или во флексуобразных перегибах слоев как в плане, так и в разрезе.

Метасоматические залежи состоят из весьма разнообразных горных пород с относительно неустойчивыми минеральными ассоциациями, поскольку возникали не только за счет реогранитизации, но и за счет окружающих зон гранитной инъекции и весьма разнообразных вмещающих, чаще всего вулканогенных, сланцев. Обычно среди них выделяются горные породы новообразований (альбититы) с малым количеством сохранившихся участков субстрата и реликтовые апогранитные образования, сохраняющие признаки первоначальных магматических производных.

Гранитоидные породы метасоматической серии отличаются от всех прочих гранитоидов Полярного Урала меньшим количеством кварца, большим количеством альбита с шахматным типом двойникования, решетчатого микроклина, слюд, преимущественно фенгита и местами лепидомелана. В некоторых разновидностях повышено количество минералов эпидот-цоизитовой группы, реже гранита, хлорита и амфибола.

Присутствуют щелочные железо-натриевые силикаты - эгирин и амфибол с изменяющимися свойствами от глаукофана до рибекит-гастингсита, что в целом свидетельствует о преимущественно щелочном метасоматозе. Отмечается почти постоянное появление в их составе флюорита, местами приобретающего роль породообразующего минерала. Вместе с этим для минеральных ассоциаций устанавливается своеобразный редкометалльный комплекс, представленный чаще всего малаконом, местами значительными по количеству выделениями магнетита, гематита и других минералов. Формирование редкометалльных альбититов, по мнению авторов, совершалось в четыре стадии единого метасоматического рудного процесса. Ему предшествовал весьма длительный дорудный период развития Полярного Урала, в течение которого закладывались и совершенствовались

структуры поднятий, а также **пликативные** и сопровождающие их **дизъюнктивные** формы.

В этот же период происходила раннеордовикская гранитизация вмещающих, чаще всего вулканогенных, образований и последующий позднепалеозойский прогрессивный метаморфизм в зонах инъекционной гранитизации. С последним увязывается собственно рудный этап образования апогранитных метасоматитов, абсолютное время проявления которого 225–300 млн лет.

Ранняя стадия рудного метасоматического этапа характеризуется калишпатизацией и фенгитизацией инъекционных образований и вмещающих их горных пород, средняя стадия – уже натровым метасоматозом: развитием альбита по плагиоклазу и микроклину, а также несколько более поздним отложением лейстового альбита и кварца. Поздняя стадия – железо-натрового метасоматоза – устанавливается по появлению эгирина, магнетита, лепидомелана. В завершающую стадию проявляется фторно-кремниевый метасоматоз, сопровождавшийся отложением кварцево-флюоритового минерального комплекса, частичным ростом порфиробластов альбита, мусковитизацией, реже цинвальдитизацией фенгита. Между стадиями нет перерывов, каждая последующая из них перекрывает предшествующую. Наряду с этим перекрытием во времени парагенезисы минералов каждой стадии не столько наложены на минералы более ранних стадий, сколько обособлены в пространстве, образуя фации рудных альбититов, зонально сменяющие друг друга в полях апогранитных метасоматитов. В этой стадийности постепенно убывала щелочность, но нарастала роль кислотного метасоматического процесса, который в наибольшем эффекте кислотного выщелачивания приближался к грейзеновому процессу.

Стадийность выделения продуктивных минералов не всегда достаточно ясна. По-видимому, одним из наиболее ранних является малакон, кристаллизация которого происходила одновременно с микроклинизацией гранито-гнейсов. Самарскит, ксенотим, видимо, связаны с калиевой стадией, когда ей частично сопутствуют плавление и локальное проявление камерных пегматитов. В условиях проявления железо-натрового метасоматоза отлагались минералы группы пирохлора. Завершающая стадия фторно-кремниевый метасоматоза характеризуется одновременным образованием касситерита и колумбита. Наиболее поздним выделением является аксессуарный торит. Возможно, к этой же стадии относится выделение гадолинита и апатита.

Следующий этап эволюции состава апогранитных метасоматитов соответствует уже деятельности гидротермальных растворов, сопровождающейся выделением вольфрамита, шеелита, сфалерита, галенита, пирротина, пирита, молибденита и др. Этот процесс от предшествующего несомненно отделен перерывом, так как ука-

занные минералы выделялись вдоль трещин, секущих полосчатость, которая унаследована редкометальными альбититами. Гидротермальные растворы вновь характеризуются повышенной щелочностью, в связи с чем предполагается связь их с более глубоким источником, прямо не связанным с объемом ранее сформированных апогранитных метасоматитов.

Как видно, разновидности редкометальных метасоматитов возникали в условиях неравномерного распределения минеральных парагенезисов перечисленных выше этапов и стадий метасоматического и завершающего гидротермального процессов. В немалой степени они зависимы от исходного материала горных пород. С точки зрения промышленной ценности редкометальных метасоматитов несомненный приоритет принадлежит первому – метасоматическому рудному – этапу. Роль второго – гидротермального рудного – этапа невелика, и возникающие в это время скопления вольфрамита, молибденита, галенита и сфалерита не приобретают практического значения.

Сравнивая редкометальные проявления долины р. Лонгот-Югана с Немур-Юганским молибденовым месторождением нетрудно заметить, что на площади последнего нашли отражение два указанных выше рудных этапа. Однако метасоматический – первый из них – не был изучен столь основательно; второй – гидротермальный – в минеральных ассоциациях, тождественных редкометальным метасоматитам, также не завершился значительными скоплениями молибденита и других сопутствующих ему минералов. Указанная аналогия, возможно, является одним из доводов для доказательства единовременного формирования молибденовой минерализации Немур-Юганского месторождения и альбититов долины р. Лонгот-Югана. Ею же можно объяснить бедность промышленными рудами Немур-Юганского месторождения, которое по ведущему компоненту более тяготеет к гидротермальному генетическому типу, отличаясь от нижеописываемых молибденовых месторождений сравнительной бедностью молибденитом.

## ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

При изучении вещественного состава первичных руд гидротермальных редкометальных и полиметаллических месторождений и рудопроявлений северной части Полярного Урала устанавливаются довольно разнообразные парагенетические ассоциации минералов,

представленных различными количественными вариациями главным образом касситерита, шеелита, молибденита, пирротина, арсениопирита, халькопирита, сфалерита, золота, галенита, серебра и антимонита. Среди них в различных рудопроявлениях нередко наблюдаются другие минералы, однако по количественному выражению они обычно имеют роль второстепенных составных частей или даже минералов-примесей.

Столь разнообразный минеральный состав руд месторождений и проявлений в северной части Полярного Урала обусловлен двумя причинами. С одной стороны, в связи с установленным (Подсосова и др., 1969) многообразием разновозрастных магматических образований различный состав руд зависит от связи проявлений и месторождений с разными магматическими источниками и своеобразия их металлогенической специализации. С другой стороны, существенное значение имеют условия формирования руд и изменение во времени состава гидротермальных растворов, поступающих в сферу рудоотложения в течение единого процесса минералообразования. Не останавливаясь здесь на особенностях химизма руд, определяющих качественную характеристику их состава, но отражающих главным образом связь месторождений с определенным металлоносным источником и закономерности размещения их, отметим, что вариации приведенных выше минеральных ассоциаций обусловлены сокращением одних и увеличением количества других минералов при сохранении качественного отображения первичного состава руд. Такая закономерность подчеркивалась ранее автором для группы молибденовых, цинково-свинцовых и сурьмяных проявлений. В их рудах постоянно присутствуют молибденит, халькопирит, сфалерит, галенит и антимонит или же при видимом отсутствии этих минералов по данным химических анализов устанавливаются соответствующие им металлы.

Таким образом, месторождения указанной группы, несмотря на различные количественные вариации перечисленных рудных минералов, сохраняют черты общего и более или менее постоянного химического состава, в связи с чем, очевидно, являются отдельными звеньями цепи единого процесса рудообразования, связанного с одним рудоносным источником. В этом случае наблюдается закономерная смена состава руд (от ранних к поздним порциям рудных дистиллятов), принадлежащих единому рудогенерирующему процессу.

Соответственно этому в Полярном Урале установлены гидротермальные месторождения высоко-, средне- и низкотемпературных стадий рудного процесса. Между ними нет резких границ. Обычно месторождения и проявления разных стадий связаны между собой общностью составов или же в одном месторождении наблюдаются минеральные ассоциации двух стадий.

Известны и такие проявления, для которых из-за слабой изученности руд не установлены надежные минералы-индикаторы, которые позволили бы провести четкую границу между минеральными образованиями различных температурных условий.

В ряде изученных месторождений Восточной структурно-фациальной зоны Полярного Урала наблюдается не только определенная последовательность в выделении рудных минералов, но в формировании руд устанавливается хорошо выраженная стадийность. Каждая из стадий отделена от последующей фазой трещиноватости, вследствие чего поздние минеральные образования выполняют трещины, секущие руды предшествующих им стадий. В Ханмейском, Лонгот-Юганском и других месторождениях указанные стадии соответствуют периодам выделения молибденита, сфалерита и антимонита. Они как бы разделили единый в общем процесс рудообразования на гипо-, мезо- и эпитермальную стадии. Естественно, это несколько облегчает выделение в северной части Полярного Урала руд высоко-, средне- и низкотемпературного интервалов, хотя каждая из фаз трещиноватости может и не приниматься за естественный рубеж между ними. Однако это совпадение, наблюдающееся, кстати, не только в рудах Полярного Урала, заставляет подумать о том, что тесная связь во времени периодов изменения составов гидротермальных растворов, отвечающих различным температурным интервалам развития металлоносного очага, и проявление фаз трещиноватости — явления не случайные, а смена физико-химических условий формирования руд и отделение рудоносных растворов различной температуры не происходят столь плавно и постепенно.

Ниже приводятся примеры, оттеняющие особенности гипо-, мезо- и эпитермальных месторождений Полярного Урала. Было бы нецелесообразно приводить подробную характеристику каждого из известных здесь подчас весьма мелких месторождений и рудопроявлений. Поэтому в качестве примеров выбраны наиболее крупные и характерные месторождения, описание которых исчерпывает представление о многообразии особенностей рудных гидротермальных месторождений этой области.

## Высокотемпературные месторождения

Месторождения и рудопроявления этого генезиса установлены в различных структурно-фациальных зонах. Они представлены

рудами хорошо известных молибденовых Харбейского, Лонгот-Юганского и Ханмейского месторождений и проявлениями оловянных и золото-мышьяковистых руд, еще недостаточно изученных. Присутствие в их составе таких минералов, как молибденит, шеелит, пирротин, касситерит, арсенопирит, пирит, черный турмалин, флюорит, мусковит зеленоватой окраски, темно-серый или слабо-голубоватый кварц, гранат, биотит, эпидот, нередко амфибол, характер и интенсивность окolorудных процессов не оставляют сомнения в принадлежности этих руд к высокотемпературным образованиям. Появление в рудах флюорита, по мнению Г.П.Софронова и А.К.Полякова, является даже признаком для отнесения Лонгот-Юганского и Харбейского месторождений к пневматолито-гидротермальному генетическому типу. С другой стороны, в рудах Харбейского месторождения с появлением в них сфалерита, галенита, халькопирита и даже хлорита намечается переход к среднетемпературным интервалам рудогенеза. В рудах Лонгот-Юганского месторождения не наблюдается переходов к мезотермальному типу, и вместе с тем они характеризуются более высокими содержаниями граната, амфибола, эпидота и флюорита, поэтому по сравнению с харбейскими являются более высокотемпературными образованиями. В них крайне ограничено развиты или отсутствуют пирит, халькопирит и пирротин. По своему составу это типичное мономинеральное молибденовое месторождение, изученное, к сожалению, лишь в приповерхностных горизонтах.

Лонгот-Юганское молибденовое месторождение, согласно материалам М.С.Бельского и автора, приурочено к своду Лонгот-Юганской поперечной антиклинали. Крылья ее сложены вулканогенными образованиями няровейской свиты, ядерная часть осложнена крупной интрузией микроклиновых гранитов раннего ордовика. В контакте с гранитами развиты полевошпатово-амфиболовые гнейсы, среди которых сохраняются реликты хлоритовых вулканогенных сланцев и эффузивных образований. Характерной особенностью гнейсов является отчетливо проявленное полосчатое строение, обусловленное чередованием полос, сложенных, с одной стороны, кварцем, альбитом и мусковитом, с другой — амфиболом, хлоритом и эпидотом. Количество мусковита подчас столь велико, что выделяются лейкократовые собственно мусковитые гнейсы, с которыми тесно связаны кварц-молибденитовые жилы месторождения.

В общей сложности на площади месторождения известны 54 рудные жилы, большая часть которых сосредоточена на одном из участков с намечающимся штокверковым строением.

Кварц-молибденитовые жилы чаще характеризуются малой мощностью, изменяющейся от 1.5 до 3-5 см, реже достигают 0.1-0.2 м. Большинство их представлено согласными телами, расположенными вдоль сланцеватости горных пород или вдоль контактов различных слоев. Однако нередко, особенно в области развития зон дробления, наблюдаются рудные жилы, секущие сланцеватость и согласную с ней слоистость горных пород. Выполняя различно направленные трещины зон дробления, рудные жилы даже на коротких промежутках меняют простирание. Особенно это наблюдается в случае сопряжения их с залежами альбитовых амфиболитов, которые, по-видимому, отвечают древним дайковым телам или эффузивным образованиям среди измененных туфогенных сланцев. Подходя к ним, рудные жилы резко выклиниваются либо, круто изгибаясь, следуют вдоль контакта амфиболитов. Последние, как видно, играют роль своеобразных экранов, дальше которых продвижение рудоносных растворов не наблюдается. Вблизи них в рудных жилах устанавливаются раздувы и повышенные концентрации молибденита.

Наиболее характерно четковидное строение рудных жил: линзы-четки вытянуты цепочкой друг за другом. Длина их обычно не превышает 0.3-0.5 м при максимальной мощности 5-6 см. Безрудные интервалы между линзами достигают 10-12 см, иногда в них фиксируется тонкий кварцевый безрудный проводник или прожилок хлорито-мусковитового состава. Падение жил восточное на юго-восток  $120^{\circ}$  или на северо-восток  $80^{\circ}$  в зависимости от положения в южном или северном крыльях Лонгот-Юганской антиклинали; углы падения  $25-30^{\circ}$ . По данным М.С.Бельского, кварцево-молибденитовые жилы по простиранию прослеживаются на короткие расстояния и уже через 10-15 м обычно выклиниваются. Протяженность 60-80 м известна лишь у двух-трех жил.

Вследствие ограниченной протяженности, резкой смены простирания и нередкого расщепления на отдельные мелкие прожилки увязка жил чрезвычайно осложнена. Поэтому чаще удается выделять не столько отдельные жилы, сколько их зоны, объединяющие до 8-12 рудных тел, которые сопровождаются множеством параллельных рудоносных прожилков. Одна из наиболее перспективных рудных зон достигает мощности 90-100 м при протяженности свыше 150 м. Наклонными неглубокими выработками установлено, что рудные жилы в плоскости их падения также имеют четковидный характер и так же быстро выклиниваются, как и появляются вновь.

Рудоносные жилы представлены тремя минеральными разновидностями: кварцевой, кварц-эпидотовой и кварц-полевошпатовой (кварц плотный, мелкозернистый, темно-серый). На про-

должении жил в местах их выклинивания нередко наблюдается сравнительно низкотемпературный молочно-белый кварц друзо-видного сложения, в котором молибденит присутствует лишь в виде крайне редкой и мелкой вкрапленности. В остальной части жил скопления молибденита приурочены к зальбандам, значительно реже встречаются в их средней части. При этом оруденение несут нередко оба зальбанда жил, которые приобретают полосчатое строение.

Максимальные скопления молибденита устанавливаются перед участками резкого сокращения мощности жил или перед переходами их в тонкие прожилки. Особенно повышенные концентрации молибденита характерны для участков выклинивания жил, где нередко он образует мономинеральные линзы мощностью 1-2 см. Такое же обогащение жил молибденитом наблюдается в местах крутых изгибов, в гребнях мелких складок. В общем распределение оруденения весьма неравномерное: рудные и безрудные участки жил закономерно чередуются между собой.

Помимо жил, молибденит на площади Лонгот-Юганского месторождения известен в виде вкраплений и гнездовых скоплений в аплитах и полевошпатово-амфиболовых гнейсах. Мелкие кристаллы молибденита в аплитах располагаются вдоль плоскостей сланцеватости. В гнейсах молибденит образует желваковидные скопления в виде крупных чешуек и розеток размером 15x30 мм.

В кварцевых жилах молибденит ассоциирует с эпидотом, мусковитом, пиритом, пирротинном и иногда флюоритом; в кварц-полевошпатовых жилах наблюдаются сростки его с альбитом. Чаше всего он приурочен к участкам интенсивного дробления кварца. В то же время сами кварцевые жилы и чешуйки молибденита в них собраны в мелкие фигурные складки. Под микроскопом видно, что пластинки молибденита изогнуты с образованием двойников скольжения и расщеплены в торцевых частях. Именно в этих местах наблюдается замещение молибденита повеллитом. Вдоль границ табличек и чешуек молибденита развит пирит, здесь же располагаются мелкие зерна пирротина. Крайне редко наблюдается халькопирит, зерна которого группируются во внешних частях зальбандов кварц-молибденитовых жил. Вольфрам установлен в невысоких содержаниях.

Оруденение связано не столько с микроклиновыми гранитами раннего ордовика, сколько с их поздними и жильными дериватами, среди которых установлены микропегматитовые и мелкозернистые граниты. Начало рудообразования относится к пневматолитовой фазе, сопровождаемой вкрапленностью молибденита в аплитах. С ними увязывается широкое развитие мусковитизации. Гидротермальные процессы играют главную роль на

площади месторождения. В это время формировались кварцевые и кварц-полевошпатовые рудные жилы, сосредоточенные в приводовой части антиклинали на участках широкого развития трещин. Максимальные концентрации молибденита наблюдаются там, где трещины выполнены глиной трения или сжаты бока их. В рудах месторождения установлено наиболее высокое содержание молибденита по сравнению с остальными молибденовыми проявлениями северной части Полярного Урала.

Харбейское, Ханмейское, Бадья-Юганское молибденовые месторождения и расположенные между ними мелкие проявления связаны общностью минерального состава и единством литологической и структурной приуроченности. Рудные поля их сосредоточены в полосе развития плагиоклаз-амфиболовых ортогнейсов, которая в свою очередь вытянута вдоль свода Харбей-Ханмейской антиклинали. Харбейское, Бадья-Юганское месторождения и ряд мелких проявлений имеют связь с „Магнетитовым” разломом. Видимо, с заложением и совершенствованием его же следует увязывать формирование Ханмейского месторождения. По минеральному составу среди руд перечисленных месторождений выделены молибденит-халькопирит-пирротиновая и молибденит-халькопиритовая рудные ассоциации, столь тесно связанные между собой взаимопереходами, что разделение их имеет формальное значение. Вместе с этим в рудах Ханмейского месторождения несколько увеличено содержание галенита и сфалерита, поэтому оно нередко рассматривается как переходное к следующей мезотермальной стадии.

Геологическое строение и структура рудных полей перечисленных месторождений также во многом тождественны. Лучшее всего характеристика их раскрывается на примере детального изучения Харбейского месторождения. Оно же среди месторождений этой группы выделяется наибольшими скоплениями руд.

Харбейское вольфрам-молибденовое месторождение расположено у северо-восточного замыкания полосы плагиоклаз-амфиболовых ортогнейсов, в области периклинального погружения Харбей-Ханмейской антиклинальной структуры. В ядре ее частично сохранились измененные вулканогенные образования няровейской свиты, крылья сложены углистыми и хлоритовыми сланцами орангской свиты. В целом антиклиналь опрокинута на запад и характеризуется падением слоистости горных пород в каждом из крыльев в восточных румбах под углами  $50-55^{\circ}$ . Вследствие осложнения структуры поперечной складкой в северной части рудного поля направление падения восточное  $90^{\circ}$ , а на юге — юго-восточное  $130-140^{\circ}$  (рис. 6). В месте пересечения меридиональной и поперечной

складок плагиоклаз-амфиболовые ортогнейсы интродуцированы микроклиновыми гранитами раннего ордовика. С ними тесно ассоциируют микропегматитовые и мелкозернистые граниты, развитые преимущественно по периферии предшествующей интрузии микроклиновых крупнозернистых гранитов.

Одной из характерных особенностей месторождения является обилие дайковых тел, сосредоточенных в пределах рудного поля. Развиты преимущественно дайки диабазов, имеющие сложную конфигурацию и мощность от одного до 10-15 м. Реже наблюдаются дайки плагиоаплитов, образующие, наоборот, выдержанные тела малой мощности.

Как дайки, так и вмещающие их плагиоклаз-амфиболовые гнейсы и микроклиновые граниты подверглись интенсивным гидротермальным изменениям, проявившимся в развитии зон эпидотизации, мусковитизации, окварцевания и хлоритизации, подчас без заметной пространственной связи их с рудными телами, но в непосредственной близости к разломам и вдоль зон трещиноватости горных пород. Особенно заметны изменения горных пород вдоль двух крупных параллельных дизъюнктивных нарушений субмеридиального простирания, выделенных как центральный и восточный „Магнетитовые“ разломы. Первый проходит в пределах рудного поля среди плагиоклаз-амфиболовых ортогнейсов и подтверждается большим числом горных выработок и скважин; второй расположен в 1.3 км к востоку, внутри вулканогенных отложений няровейской свиты восточного крыла антиклинали. Вдоль каждого из разломов получили развитие магнетитовые скарны, а вдоль центрального — подавляющая часть даек диабазов и рудных жил.

Дизъюнктивная тектоника на площади месторождения проявилась также в развитии обильного количества трещин, среди которых А.К.Поляков, С.С.Иванов и Г.П.Софронов выделили четыре генетические группы. Практическое значение имеет первая группа интенсивно развитых трещин, согласных с полосчатостью и сланцеватостью в гнейсах. С ними связаны дайки диабазов, плагиоаплитов и большинство кварцево-рудных жил и прожилков. Наиболее ранними в этой группе являются трещины, выполненные диабазами. Кварцево-молибденитовые и кварцево-кальцитовые жилы с флюоритом выполняют более поздние трещины этой группы. „Омоложение“ трещин сказывается в проявлении дробления по контакту диабазов и вмещающих их гнейсов, а также в развитии многочисленных мелких подвижек, секущих рудные тела.

Создание трещин этой группы, совпадающих с общим направлением осевых плоскостей складок, увязывается с формированием Харбей-Ханмейской антиклинали. Вдоль них возникает

линейно-вытянутая рудная зона, дугообразно изогнутая соответственно общей структуре рудного поля.

Рудные тела и серии сближенных рудных жил залегают в плагиоклаз-амфиболовых ортогнейсах, ближе к центральному „Магнетитовому“ разлому. В целом ими сложена единая рудная зона, протягивающаяся на 750 м, средней мощности 50 м. Распространение оруденения по вертикали на глубину, установленное бурением, превышает 400 м, при этом с глубиной отмечается возрастание интенсивности оруденения.

По степени концентрации рудных жил в зоне выделяются более обогащенные участки-подзоны, кулисообразно заходящие друг за друга и отделенные практически безрудными промежутками. Соответственно изменяется и мощность зоны. Максимальное ее значение 120-150 м установлено в центральной части, где сходятся южная, центральная и отчасти северная кулисы. К северу рудные жилы деградируют и осложняются дизъюнктивными нарушениями, в связи с чем намечается явная тенденция затухания в этом направлении всей рудной зоны. К югу также устанавливается лишь одна из подзон мощностью 1,2-1,5 м. На глубине 300 м наблюдается затухание рудных жил трех указанных кулис, но появляется еще одна подзона слепых рудных жил, выклинивание которых по падению не зафиксировано.

Рудные жилы каждой из подзон неравноценны по значению. Отдельные из них, наиболее мощные, выдержаны как по простиранию, так и падению. Они сопровождаются спутниками, которые на отдельных участках развиваются в самостоятельные жилы или, наоборот, замещают основную жилу.

Центральная кулиса, или подзона, состоит из 6-8 рудных жил и множества мелких прожилков, которые несколько индивидуализированы на севере и юге и проявлены соответственно в виде жил „Ветвистой“ или „Главной“. Последняя достигает мощности 0,7-1,2 м. В северном направлении она расчленяется сначала на две четковидные жилы („Соседнюю“ и „Верхнюю“), а затем на серию прожилков, затухающих у дайки диабазов. Подобное расщепление, а затем выклинивание жилы „Главной“ наблюдается также в южном направлении.

Жила „Ветвистая“ имеет крупночеточное строение и сопровождается многочисленными прожилками и отщеплениями, образующими общую зону мощностью 2-3 м. На севере она „упирается“ в центральный „Магнетитовый“ разлом, на юге, у дайки диабазов, теряет компактность и затем быстро выклинивается. Между этими двумя жилами расположена зона, в которой ни один из прожилков не развивается до степени жил и соответственно быстро затухает.

Аналогичное строение, отличающееся лишь в мелких деталях, имеют остальные подзоны, где выделяются свои основные рудные жилы („Двойная“, „Диагональная“, „Новая“, „Незаметная“ и т. д.). В целом кварцево-молибденитовые жилы месторождения представлены: а) одной, сравнительно мощной, ясно индивидуализированной жилой; б) двумя или несколькими сближенными жилами, укладываемыми по мощности в интервале 2–2,5 м; в) несколькими жилами и сопровождающими их прожилками, образующими зону мощностью до 10–15 м; г) группой прожилков, каждый из которых может перейти в жилу.

Однотипное строение жилы сохраняют лишь на коротких участках. Обычно уже через 2–3 м они меняют свой облик, образуя сложные перегибы, или изменяют углы падения, утоняются до проводников или расщепляются на серию прожилков, полностью выклиниваются и возникают вновь в другой плоскости полосчатости гнейсов. Постоянным для жил остается их четко-видное строение. Четки имеют форму двояковыпуклых линз или желваков, иногда односторонне удлиненных. Они либо вплотную примыкают друг к другу, либо отделяются пережимами, в которых нередко фиксируются тонкие кварцевые и кварцево-молибденитовые прожилки. Для всех рудных жил и прожилков характерна линейная выдержанность, отклонения от средних простираций полосчатости в гнейсах наблюдаются редко. Изгибы жил соответствуют также изменению простираания полосчатости во вмещающих толщах. Даже при пересечении даек диабазов рудные жилы сохраняют простираание, хотя морфология их при этом претерпевает существенные изменения. Очевидно, основным структурным фактором, определяющим локализацию и морфологию рудных жил, являются плоскости трещин, развитых вдоль полосчатости в гнейсах. Птигматитовый характер складчатости способствовал созданию относительно широких и коротких полостей, выполняемых жильной массой в виде желваков и четок.

Зарождение полосчатости в гнейсах соответствовало пластичному состоянию их и сингенетично складкообразованию. Последующее развитие ее происходило в условиях заметной консолидации гнейсов и проявлялось локально на отдельных участках, к которым приурочены наибольшие концентрации рудных жил. Такими участками оказываются отдельные узлы, которые расположены внутри изгиба полосы плагиоклаз-амфиболовых гнейсов в момент формирования пологой поперечной складки с выпуклостью, обращенной к востоку. Создание ее вызвало дополнительные динамические нагрузки, выразившиеся в интенсивной деформации горных пород и развитии трещин.

Приведенная характеристика строения рудных жил в полной мере приемлема для рудных образований Ханмейского и

Бадья-Юганского месторождений. Однако в отличие от Харбейского месторождения здесь нет поперечных складчатых структур и поэтому отсутствовали дополнительные динамические нагрузки, которые на площади Харбейского рудного поля привели к формированию обильных открытых полостей. Подтверждением этому является ограниченное развитие здесь дайковых тел и несравненно меньшее количество рудных жил.

Минеральный состав рудных жил Харбейского месторождения довольно однообразен. Жильные минералы представлены в основном кварцем, а также кальцитом, мусковитом и хлоритом. В отдельных жилах существенное значение приобретает турмалин, флюорит, биотит и гранат. Среди рудных минералов преобладает молибденит, сопровождаемый тем или иным количеством пирротина, халькопирита, реже шеелита. Вместе с халькопиритом в незначительном количестве развиты пирит, висмутин, сфалерит, галенит. В ничтожно малых количествах обнаружены самородный висмут, золото, медь. В жильном кварце в виде отдельных зерен изредка присутствуют сфен, рутил, апатит. Ближе к „Магнетитовым“ разломам и вдоль них в рудном комплексе в обилии появляются магнетит, амфибол, эпидот; значительно увеличивается количество биотита, хлорита, граната, пирротина, халькопирита и особенно пирита.

Распределение молибденита в рудной зоне весьма неравномерное. Отмечается резкое сокращение его среди рудных минералов к северо-восточному и юго-западному флангам рудной зоны при несколько возрастающем здесь количестве пирротина и халькопирита (рис.6). Наиболее часто молибденит развит в зальбандах кварцевых жил, образуя сплошную оторочку мощностью 1,5-2,0 см или нацело выполняя пережимы между четками. Скопления его, как правило, наблюдаются вблизи даек диабазов со стороны лежащего бока. При пересечении даек рудными жилами количество молибденита резко сокращается - видно, дайки диабазов играют роль рудных экранов. В случае присутствия молибденита в средних частях рудоносных жил оруденение обычно представлено гнездовыми скоплениями или тонкими, от 1 до 2 мм, параллельными струями, в составе которых, кроме молибденита, присутствует халькопирит.

По мнению С.С.Иванова, А.К.Полякова и др., приведенный минеральный состав руд отвечает пневматолито-гидротермальному, главным образом гипотермальному, типу оруденения. В общем процессе минералообразования они выделяют три интервала, характеризующиеся соответствующими минеральными ассоциациями. Турмалиновая ассоциация отражает наиболее раннюю часть рудного процесса и представлена кварцем, мусковитом, биотитом, турмалином, флюоритом, гранатом и незначительным

количеством эпидота и апатита. Среди рудных минералов главенствует молибденит, сопровождаемый шеелитом и в меньшей мере пирротинном, халькопиритом и пиритом. В следующий (молибденитовый) интервал среди жильных минералов исчезают турмалин и флюорит, резко снижается количество граната, биотита, появляется кальцит. Сильно возрастает количество кварца. Молибденит по-прежнему остается ведущим рудным минералом, количество шеелита уменьшается, содержание пирротина и халькопирита несколько возрастает, сфен сменяется рутилом. В последний (пирротин-халькопиритовый) интервал главные значения приобретают кварц и кальцит при незначительном количестве хлорита. Среди рудных минералов преобладает пирротин, резко уменьшается количество молибденита. В ассоциации с халькопиритом появляются сфалерит, висмутин, галенит, самородное золото, многочисленные включения которых наблюдаются в халькопирите.

Для рудных тел Бадья-Юганского и Ханмейского месторождений устанавливаются лишь два последних интервала минералообразования. Первый - наиболее высокотемпературный и продуктивный интервал - здесь не нашел своего проявления; последний, наоборот, проявился более отчетливо и приобрел значение стадии, чему соответствуют развитые шире сфалерит и галенит. Во второй - молибденитовый интервал - особенно широкое развитие получает дымчатый и голубоватый кварц в ассоциации с подчиненным ему эпидотом.

Приведенная последовательность минералообразования характеризуется несколькими генерациями одних и тех же минералов и сложностью их взаимоотношения. В первую очередь как для Харбейского, так и для Ханмейского рудных полей совершенно отчетливо проявляется зональность в распределении минеральных ассоциаций каждого из интервалов минералообразования. Так, минеральные ассоциации турмалинового и молибденитового интервалов приурочены к центральным частям рудных полей, а пирротин-халькопиритовая - к их перифериям. Во-вторых, при микроскопическом изучении руд устанавливается, что радиально-лучистые сростки и изогнутые пластинки молибденита, ассоциирующие с пиритом и халькопиритом ранней генерации, пересекаются тонкими прожилками, выполненными пиритом и халькопиритом поздней генерации. При этом зерна пирита нередко замещаются халькопиритом, а процессу замещения предшествует дробление их. Очевидно, между интервалами минералообразования существовали перерывы, сопровождавшиеся дроблением минералов предшествующих генераций.

Описанные гипотермальные процессы обусловили интенсивные окolorудные изменения вмещающих плагиоклаз-амфиболовых

гнейсов, диабазов и гранитов, некоторые подвержены турмалинизации, мусковитизации, эпидотизации, окварцеванию и хлоритизации. Эпидотизация проявлена по существу в пределах всей рудной зоны Харбейского месторождения. Начальные этапы ее выражены в возникновении мелких прожилков и отдельных эпидотизированных участков горных пород. Вместе с эпидотом и минералами эпидот-цоизитовой группы в таких образованиях присутствуют халькопирит и пирит. Реже наблюдается молибденит, подчеркивающий тесную связь эпидотизации с рудообразующим процессом. Последующие воздействия рудоносных растворов на вмещающие горные породы приводят к образованию эпидозитов, которые, как и рудные жилы, образуют согласно залегающие тела. Нередко минералы группы эпидота образуют оторочки в зальбандах кварцево-рудных жил, появляясь уже в теле последних и постепенно увеличиваясь по количеству в сторону от них.

Турмалинизация ограниченно развита и проявлена лишь вдоль зальбандов рудных жил, редко распространяясь дальше, чем на 1-2 м. Чаше всего черный турмалин образует агрегаты и сростки, приуроченные к мельчайшим трещинам в гнейсах.

Появление хлорита в большом количестве свойственно участкам, близко расположенным к рудным жилам. Хлоритом сложены тонкие темно-зеленые оторочки. Реже наблюдаются прожилки и скопления зерен хлорита в стороне от рудоносных жил. Хлоритизация проходит одновременно или несколько позже эпидотизации. Скопления хлорита и отдельные его зерна являются постоянными компонентами рудных кварцевых жил, в виду чего хлоритизация тесно увязывается с рудным процессом. Но вместе с этим наблюдаются и замещения эпидота хлоритом, свидетельствующие о более позднем проявлении хлоритизации.

Наиболее ярко на Полярном Урале проявлена мусковитизация. Она охватывает абсолютно все горные породы не только в пределах рудной зоны, но и на значительном удалении от нее. В плагиоклаз-амфиболовых гнейсах рядом с рудными жилами количество серицита-мусковита достигает 15-25% их состава. Со струйчатыми агрегатами мусковита ассоциируют отдельные чешуйки молибденита, что свидетельствует о сравнительно раннем проявлении мусковитизации. Однако на площади рудного поля устанавливаются и замещения эпидота и хлорита мусковитом, что доказывает существование также поздних процессов мусковитизации. Она является не только длительно продолжающимся, но и широко развитым процессом. Естественно поэтому, что даже за пределами Харбейского рудного поля повсеместно фиксируются молибден, медь, реже вольфрам, цинк, отсутствующие во вмещающих плагиоклаз-амфиболовых гнейсах

рядом с рудными жилами на Ханмейском и Бадья-Юганском месторождениях, где околорудные изменения, в том числе и мусковитизация, развиты весьма ограниченно.

Самым продолжительным процессом, очевидно, является окварцевание. Оно выражено в заполнении мелких трещин кварцем далеко за пределами рудного поля. В контурах последнего гнейсы нередко приобретают светлую окраску вследствие обилия тонких прожилков. Вместе с кварцем одновременно развивается альбит, мелкозернистые агрегаты которых участвуют в резорбции микроклиновых гранитов.

Из приведенной выше характеристики нетрудно заметить, что в Харбей-Ханмейской группе месторождений наиболее благоприятные условия локализации руд наблюдаются на площади Харбейского месторождения. Скопления молибденита на площади Ханмейского и Бадья-Юганского месторождений не достигают промышленных значений. Вследствие особенностей структурной приуроченности здесь слабо или совсем не проявился ранний, наиболее высокотемпературный и продуктивный интервал рудогенеза. Видимо, значительно слабее и на локальной площади проявилась минерализация последующих интервалов рудного процесса.

Саль-Тальбинское молибденовое месторождение в отличие от охарактеризованных выше расположено вдоль северо-западной периферии Марункеуского антиклинального поднятия. По результатам исследований В.П.Пономарева, оно приурочено к восточному крылу небольшой меридионально вытянутой и опрокинутой на запад антиклинальной структуры, в ядре которой расположены хлоритовые сланцы. Крылья складки сложены конгломератами, углистыми сланцами и мраморизованными известняками оранжевой свиты. Эти отложения прорваны согласно залегающими телами микроклиновых гранитов, в тесной пространственной связи с которыми развиты жильные проявления гранит-аплитов и аплитов. В сводовой части антиклинали и на ее восточном крыле, где наблюдается максимальное сосредоточение гранитоидов, вулканогенные и сланцевые образования превращены в различные кристаллические сланцы, амфиболиты, слюдисто-плагиоклазовые и биотит-роговообманковые гнейсы. Последние всегда примыкают к гранитоидам и в контакте с ними заметно обогащены гранатом. В непосредственном соприкосновении с гранит-аплитами в гнейсах появляются биотит-альбитовые и биотитовые горные породы, образующие темную окологильную оторочку мощностью от нескольких сантиметров до одного метра. В составе таких оторочек наблюдается биотит двух генераций, соответствующих проявлениям микроклиновых крупнозернистых и микропегматитовых гранитов раннего ордовика. Особенно широко развит оливково-коричневый короткотаблитчатый биотит субфазы микропегматитовых

гранитов и связанных с ними гидротермальных процессов.

Биотит-роговообманковые гнейсы и находящиеся среди них тела гранитов и гранит-аплитов слагают полосу протяженностью до 5 км, в пределах которой наблюдаются рудные молибденовые жилы. Оруденение приурочено к жилам гранит-аплитов и представлено здесь двумя морфологическими типами. В первом случае оно выражено редкой вкрапленностью вдоль эндоконтактов в гранит-аплитах. Жилы последних мощностью 0,5-1,5 м сами играют роль рудных тел. Во втором случае тонкие, чаще согласные прожилки молибденита секут жилы гранит-аплита или располагаются в их зальбандах среди биотитовых и биотит-альбитовых горных пород. В том и другом случае молибденит образует мелко- и среднечешуйчатые агрегаты размером от 0,5 до 10 мм в поперечнике. Они связаны с мелкими зонами расланцевания горных пород и трещинами, особенно в гранит-аплитах. Лишь изредка чешуйки молибденита находятся вне пространственной связи с зонами расланцевания и рудными прожилками, располагаясь во внутренней части жил гранит-аплитов. Формирование их, очевидно, связано с отделением газовых эманаций в процессе кристаллизации гранит-аплитов. Такие обособления молибденита не сопровождалось концентрацией мусковита и серицита, поскольку они свойственны более поздним гидротермальным процессам. Напротив, образование вкрапленности и прожилков молибденита, приуроченных к зонам расланцевания, сопровождалось обильными выделениями мусковита и серицита, проявленными на гораздо большей площади, чем сами рудные образования. Мощность прожилков измеряется ничтожно малыми величинами - 1-2 см.

В парагенезисе с молибденитом постоянно встречаются пирит и пирротин. Однако пирротин, содержащий эмульсионную вкрапленность молибденита, выделялся в середине или конце „молибденитовой“ стадии. Увеличение количества его сопровождалось появлением галенита и халькопирита при подчиненном, но не исчезающем количестве молибденита. В это же время проявилась хлоритизация, поскольку хлоритовые оторочки всегда сопровождают кварцевые жилы с галенитом и халькопиритом. Вместе с галенитом в тесной ассоциации наблюдается и молибденит, но обязательно в составе мелких кварцевых жил или в гранит-аплитах при условии их интенсивного окварцевания. Как видно, процесс выделения молибденита здесь непрерывен и сопровождался в начальные периоды мусковитизацией и серицитизацией, а позднее - окварцеванием и хлоритизацией.

Судя по этим сведениям и результатам минералогических исследований, выделение рудных минералов в гидротермальном процессе происходит без перерывов. Отделен от него лишь пнев-

матолитовый этап, вслед за которым возникли зоны трещиноватости и рассланцевания гранит-аплитов. На площади Саль-Тальбинского месторождения устанавливается одноактный гидротермальный рудный процесс, охватывающий гипо- и мезотермальные стадии минералообразования. Он совершался в относительно спокойной тектонической обстановке, чему соответствует приуроченность месторождения к простой складчатой структуре. Рудные жилы, в том числе и жилы гранит-аплитов с вкрапленностью молибденита, характеризуются низкими содержаниями молибдена. Анализами установлено также присутствие здесь олова, вольфрама и висмута. Особенно подчеркивается широкое развитие свинца и меди, свидетельствующее, видимо, о некоторой активности гидротермальной деятельности в завершающих этапах.

Оловянные проявления установлены Л.А.Клоповым и Е.А.Бобровым на восточном склоне Манитаньрдского брахиантиклинального поднятия в тесной пространственной и, очевидно, генетической связи с субвулканическими интрузиями кварцевых порфиров и фельзит-порфиров среднего-позднего ордовика.

Кварцевые порфиры и фельзит-порфиры в районе оловянных рудопоявлений интродуцируют туфопесчаники, туфы, углистые и гематитовые сланцы бедамельской свиты, а также кварцито-песчаники нижнего ордовика. Здесь же наблюдается переслаивание липаритов с пестрыми полосчатыми туфами в составе изъяхойской свиты нерасчлененных среднего и верхнего ордовика. Субвулканические интрузии и их эффузивные аналоги образуют согласные залежи или линзовидные тела, вытянутые в северо-восточном направлении и довольно круто, под углами 60-70°, погружающиеся к юго-востоку. Мощности их колеблются от 30-70 до 100-150 м.

Основной рудоконтролирующей структурой является крупный разлом северо-восточного простирания, вдоль которого расположены субвулканические интрузии, а также сопровождающие их лавы кислого состава и туфы. Судя по рассланцеванию кварцевых порфиров и туфов, особенно вдоль западного контакта полосы распространения, разлом подвергался неоднократным подновлениям, завершившимися не только смятием и перетиранием указанных горных пород, но и интенсивным их окварцеванием. Проявление этого процесса наблюдается почти по всей полосе распространения кислых эффузивов изъяхойской свиты, на ширине свыше 1 км. Менее развита здесь серицитизация, сосредоточенная преимущественно вдоль зоны рассланцевания горных пород.

Конкретные рудные тела и морфология их не изучены. Касситерит устанавливается в протолочных пробах, отобранных из

зоны разлома, а также из зон экзо- и эндоконтактов субвулканических интрузий кварцевых порфиров и фельзит-порфиров, с которыми он тесно связан. Масштабы распространения оруденения не установлены.

На рассматриваемой площади намечаются три рудных тела мощностью 1,5–2,0 м, одно из которых приурочено к всеяческому контакту согласной залежи кварцевых порфиров, погружающейся к востоку. Два другие расположены в зонах расщелачивания и окварцевания вмещающих плагиоклазовых порфиритов, вдоль западного контакта полосы распространения кварцевых порфиров и фельзит-порфиров. Кроме касситерита, присутствующего шеелита, пирит, пирротин, арсенопирит, турмалин, флюорит, корунд, циркон. В ряде случаев в парагенезисе с этой минеральной ассоциацией устанавливаются халькопирит, висмутин, галенит, сфалерит, антимонит, барит и целестин. Химическими анализами фиксируются также невысокие содержания других редких металлов.

Формирование рудопроявления охватывает, очевидно, длительный промежуток времени. Начальная стадия процесса минералообразования соответствует высокотемпературным условиям выделения турмалина, касситерита, шеелита; последующие стадии отвечают средне- и низкотемпературному минералообразованию. Присутствие в рудах антимонита и целестина, видимо, может свидетельствовать о неглубоком эрозионном срезе рудных залежей, позволяя рассчитывать на увеличение с глубиной концентрации касситерита.

Золото-мышьяковистые рудопоявления сосредоточены главным образом на площади Манитаньрдского брахиантиклинального поднятия среди отложений бедамельской свиты. Реже вмещающими образованиями их являются сланцево-песчаниковые толщи нижнего и среднего ордовика. Из известных на Полярном Урале наиболее крупные рудопоявления мышьяка с ничтожным содержанием золота установлены в долине истоков р. Ния-Ю. Здесь они приурочены к южному периклинальному замыканию небольшой меридионально вытянутой антиклинальной складки, осложняющей главную Манитаньрдскую брахиантиклиналь. Ядро ее сложено туфогенными сланцами и песчаниками с подчиненными прослоями эффузивов основного состава и туфов бедамельской свиты верхнего протерозоя-кембрия. Западное крыло складки срезано мелкими дизъюнктивными нарушениями, плоскость которого круто, под углом  $70^\circ$ , погружается на юго-восток. В восточном крыле песчаники и туфо-песчаники падают на юго-восток под углом  $50-60^\circ$ .

Кварцево-арсенопиритовые, кварц-эпидот-арсенопиритовые и мономинеральные арсенопиритовые жилы тяготеют к шарниру складки, где локализируются в вертикально падающих трещинах.

Одна из жил залегает в полости указанного выше дизъюнктивного нарушения. В общей сложности установлено до 12-15 рудных жил. Мощность их обычно колеблется от нескольких сантиметров до 0,2-0,3 м, протяженность 5-14 м. Жилы не выдержаны по простиранию, характеризуются четковидным или линзовидным строением. Чаще образуют одиночные тела, иногда наблюдаются в виде зон сближенных параллельных жил. Вместе с ними на площади рудопроявления отмечены явно более поздние жильные образования, сложенные молочно-белым кварцем и горным хрусталем. Они пересекают кварцево-арсенопиритовые жилы иногда с заметным смещением отдельных их частей. Вся рудоносная полоса прослеживается на север вдоль шарнира меридиональной складки. Не исключено, что северным продолжением ее окажется рудопроявление долины руч. Хрустального, расположенное в 8 км от описанного рудопроявления в долине руч. Голубого.

В составе арсенопиритовых жил, кроме постоянно присутствующих арсенопирита, кварца и эпидота, установлены турмалин, пирит, халькопирит, сфалерит, изредка халькозин. Содержание рудных минералов в рудной массе (в%): арсенопирит - 6-16, пирит - от 30 до 60, халькопирит - 5-7, сфалерит - 3. Рудные минералы концентрируются преимущественно вдоль зальбандов жил, образуя здесь сплошные рудные полосы. Во внутренних частях жил среди кварца и реже эпидота наблюдается вкрапленность арсенопирита и пирита. Такая же вкрапленность отмечается иногда во вмещающих туфопесчаниках, особенно в случае их интенсивной трещиноватости и дробления.

Микроскопическими исследованиями руд установлена тесная ассоциация пирита и халькопирита, образующих сложные агрегаты, в центре которых расположен пирит, а по периферии - халькопирит в виде каймы вокруг арсенопирита. Руды имеют коркаровую структуру. Столь же часто наблюдается брекчиевидная текстура, обусловленная дроблением рудных минералов - главным образом пирита и арсенопирита. Зерна их цементируются халькопиритом и сфалеритом, находящимися в тесном срастании, или же халькопирит присутствует в виде эмульсионной вкрапленности в сфалерите. В большинстве случаев в пирите вдоль мелких трещин наблюдаются выделения халькопирита, свидетельствующие о кристаллизации его и сфалерита в последующей, мезотермальной, стадии гидротермального процесса. Она проявлялась вслед за дроблением ранее выделившихся высокотемпературных арсенопирита и пирита.

Кроме перечисленных рудных минералов, в зальбандах кварцево-арсенопиритовых жил по результатам обработки протоочных проб установлено низкое содержание золота. Оно чаще

всего фиксируется там, где развиты красноватые глинки трещин, слагающие околожильную оторочку мощностью 0,12–0,15 м. Различными анализами в рудах наряду с обильным мышьяком фиксируются незначительные количества сурьмы и висмута. Остальные золото-мышьяковистые рудопроявления отличаются лишь в деталях. У некоторых из них рудные жилы обладают даже большей мощностью или большей протяженностью, но сохраняют в общем прежний минеральный состав. Так, в долине истоков р. Б.Усы вдоль Западного глубинного разлома в алевритовых кварцито-песчаниках среднего ордовика В.Н.Устинов указывает кварцево-арсенопиритовую жилу мощностью около 0,3 м и протяженностью свыше 300 м. В составе ее, помимо перечисленных выше минералов, также в малых количествах установлено серебро, а в арсенопирите при детальном исследовании наблюдаются мельчайшие включения золота.

### Среднетемпературные месторождения

подавляющее большинство среднетемпературных месторождений и рудопроявлений в северной части Полярного Урала представлены рудами цинка, серебра, свинца и меди; два последних металла образуют огромное количество мелких непромышленных скоплений. Более значительные концентрации промышленного или близкого к нему оруденения образуют свинец и цинк в случаях совместной ассоциации их минералов. При этом в зависимости от пространственного положения и генетической связи с тем или иным источником гидротермальных минерализованных растворов руды этих месторождений содержат серебро, которое может отсутствовать совершенно, как это установлено для ряда свинцово-цинковых проявлений Восточной структурно-фациальной зоны Полярного Урала (Верхне-Ханмейское свинцово-цинковое месторождение, рудопроявления в долине руч. Медного и др.). Руды, содержащие одновременно свинец, цинк и серебро, свойственны Западной структурно-фациальной зоне, где в последнее время обнаружено Саурейское месторождение, превышающее по значению известные до сих пор на территории Полярного Урала скопления рудных минеральных ассоциаций этого типа.

Наряду с месторождениями, представленными ассоциацией свинца и цинка, существуют проявления, в составе которых устанавливается галенит и халькопирит, но отсутствует сфалерит.

К этому типу относятся более или менее крупные скопления в долинах ручьев Ревушего и Нягар-Нео-Шора, а также множество мелких рудопроявлений, сосредоточенных преимущественно на территории Восточной структурно-фациальной зоны Полярного Урала. Выделение галенита, как бы оторванного в этих случаях от сфалерита, позволяет предполагать, что оно отвечает самостоятельной стадии единого для Восточной зоны процесса рудного минералообразования.

Медь в Западной и Восточной структурно-фациальных зонах на площадях развития редкометалльных и полиметаллических месторождений тесно ассоциирует с молибденом, цинком и свинцом. Самостоятельные проявления ее минеральных ассоциаций здесь по существу не известны, за исключением столь незначительных скоплений, которые практического значения не имеют. Однако в областях развития древних островных сооружений медь отмечается в несколько повышенных концентрациях. Представляют интерес ее скопления в бассейнах р. Харбея, увязывающиеся с древними габбро-диабазам.

Характерной особенностью мезотермальных месторождений и проявлений в северной части Полярного Урала является отсутствие в составе их рудных тел граната, турмалина, амфибола; меньше развит здесь эпидот, но более широко — серицит при подчиненном значении хлорита. Характерным и постоянным минералом является слабопрозрачный относительно низкотемпературный кварц агрегативного строения, появляется кальцит. В некоторых рудопроявлениях наблюдается флюорит. Незначительное количество его не препятствует отнесению таких руд к мезотермальному типу. Из рудных минералов главное значение приобретают сфалерит, галенит, халькопирит, пирит и барит. Изредка еще фиксируются молибденит и пирротин.

Перечисленные рудные и жильные минералы чаще всего слагают согласные жильные тела самой различной мощности и протяженности. Кроме того, в рудопроявлениях и месторождениях этой стадии надлюдаются замещения рудами известняков и известковистых образований. В таком случае в крупных жилах возникали полосчатые текстуры руд, обусловленные частичным замещением боковых горных пород вдоль полостей согласных трещин в момент их повторных приоткрываний. Формировались также неправильные линзовидные тела на свинцовом месторождении руч. Молибденитового. Естественно поэтому, что мезотермальные месторождения, особенно свинца, нередко связаны с толщами известковистых горных пород или даже с отдельными горизонтами известняков. Среди приведенного разнообразия мезотермальных месторождений удастся выбрать наиболее представительные их типы, характеристика которых предлагается ниже.

Верхне-Ханмейское свинцово-цинковое месторождение представлено четырьмя согласными и параллельными кварцево-галенит-сфалеритовыми жилами, пространственно связанными с полосой развития плагиоклаз-амфиболовых гнейсов в ядре Харбей-Ханмейской антиклинали. По результатам исследований, проведенных П.С.Лалетиным и С.Г.Караченцевым, рудное поле расположено в западном крыле антиклинальной структуры, где в составе плагиоклаз-амфиболовых гнейсов появляются весьма частые прослои альбито-хлоритовых и хлорито-сланцевистых кристаллических сланцев. Судя по приуроченности их к согласным зонам расслаивания и трещиноватости горных пород, они являются результатом довольно интенсивных гидротермальных процессов, развитых вдоль дизъюнктивных нарушений. Вся толща в целом погружается к востоку под углами 40-50°, что свидетельствует об опрокинутом залегании горных пород в западном крыле антиклинали. В ядре ее восточнее площади месторождения среди плагиоклаз-амфиболовых ортогнейсов наблюдаются согласные, довольно мощные (до 100 м) залежи микроклиновых гранитов и сопровождающие их также согласные жильные тела гранит-порфиров, гранит-аплитов и аплитов, часть которых известна на площади месторождения.

Рудные жильные тела приурочены к полостям согласных дизъюнктивных нарушений. Лишь в единственном случае одно из них косо пересекает дайку аплитов, располагаясь как в ви́сячем, так и в лежачем ее боках. Жилы имеют четковидное строение. Мощности их достигает 1 м при протяженности около 350 м. Нередко четки и линзы отделены друг от друга безрудными интервалами или тонкими рудными прожилками. В ряде других случаев рудные линзы соединяются серией прожилков, которые образуют зону, равную по мощности отдельным четкам. Аналогичный характер жил сохраняется на глубине.

По мнению П.С.Лалетина и С.Г.Караченцева, с глубиной наблюдается сокращение мощности жил. Вдоль зальбандов обычно развит хлорит, образующий темно-зеленую маломощную оторочку, далее которой наблюдается интенсивная серицитизация вмещающих горных пород. В этих случаях жилы характеризуются ровными, даже притертыми зальбандами. Однако на отдельных участках оторочка хлорита прерывается выступами вмещающих гнейсов в тело жил, а последние содержат их обломки.

Главное значение в строении жил имеет серый полупрозрачный кварц, слагающий внешние части рудных тел и вмещающий несколько тонких рудных прожилков, которые состоят из галенита, халькопирита и сфалерита. Внутренние части жил сложены низкотемпературным молочнок-белым друзовидным кварцем, несущим лишь редкую спорадическую или гнездовую вкрапленность крупных кристаллов галенита.

Из рудных минералов относительное максимальное развитие получили галенит и сфалерит, содержащиеся в жилах в различных количественных вариациях. Халькопирит развит ограниченно, хотя, как установлено при микроскопических исследованиях, выделение его соответствует двум генерациям. Халькопирит первой генерации присутствует в виде эмульсионной вкрапленности или в виде включений отдельных зерен в галените и сфалерите. Вторая генерация представлена тонкими прожилками, секущими зерна галенита и сфалерита. Кроме этих минералов, в ряде жил установлены пирит и пирротин, причем в этом случае сфалерита и галенита в них мало, гораздо большее значение приобретает халькопирит.

Тетраэдрит и кальцит чаще связаны с кварцем поздней генерации, но иногда самостоятельные прожилки, сложенные карбонатом, пересекают рудные жилы. Вторичные минералы представлены церуситом и халькозином; последний образует кайму вокруг зерен сфалерита или развивается по трещинам в зернах халькопирита. Химическими анализами в рудах установлены незначительные содержания молибдена, сурьмы, а также хрома и никеля.

Несколько севернее в составе руд свинцово-цинкового рудопроявления в долине руч. Медного молибденит наблюдается уже макроскопически. Розетковидные зерна его пересечены прожилками сфалерита и халькопирита, тесно связанных по времени выделения. Однако часть халькопирита кристаллизовалась и позже. В этом случае он ассоциирует с галенитом. Такая зависимость установлена на основании наблюдений пересечений зерен сфалерита и халькопирита прожилками галенита и халькопирита более поздней генерации.

Среди других мелких свинцово-цинковых рудопроявлений Восточной структурно-фациальной зоны Полярного Урала в результате химических анализов устанавливаются очень редко следы мышьяка, несвойственного рудам этой территории и являющегося, видимо, результатом более позднего телескопирования за счет рудных процессов в Западной зоне.

Саурейское цинково-серебро-свинцовое месторождение, по сведениям Б.С.Котельникова, В.И.Домчака, Б.В.Маливанчука, А.Н.Дмитриева и В.Н.Охотникова, связано с зоной Западного глубинного разлома, играющего роль крупной рудоподводящей структуры (Охотников, 1968б). Важное значение имеет также приуроченность его к мелкой субмеридиально вытянутой антиклинальной структуре, осложненной поперечной складкой.

Площадь рудного поля сложена отложениями орангской свиты, в составе которой, кроме углистых и серицито-кварцевых

сланцев, существенное значение приобретают известняки и алевролиты. Верхние части разреза представлены песчаниками верхнебайдарацкой свиты, содержащими прослой известняков. Эти отложения слагают ядро антиклинальной структуры, в крыльях которой слои горных пород погружаются в восточных и западных румбах под углами  $50-60^{\circ}$ . В восточном крыле структуры выше данной толщи залегают конгломераты и кварцито-песчаники нижнего ордовика. Западное крыло срезано вдоль западной ветви Западного глубинного разлома, и в соприкосновение с отложениями орангской свиты приведены толщи хыдейской свиты нерасчлененного нижнего и среднего ордовика.

Восточное крыло антиклинальной структуры вдоль границы между отложениями орангской и верхнебайдарацкой свит осложнено крупным дизъюнктивным нарушением, являющимся центральной ветвью Западного глубинного разлома. Зона его хорошо траассируется множеством мелких интрузий гипербазитов, габбро-диоритов, роговообманковых порфиритов, диоритов и плагиогранитов. Ими сложены тела изометричной формы диаметром  $50-200$  м.

В ядре антиклинальной складки на отдельных участках установлены отклонения толщ от общего север-северо-восточного простирания. В северной части (восточное крыло) слои горных пород погружаются на восток-северо-восток  $70^{\circ}$ , а в южной - на юго-восток  $140-150^{\circ}$ . По этой причине выходы отложений нижней подсвиты орангской свиты в ядре субмеридиальной структуры имеют в плане форму однобокой линзы, выпуклость которой в долине р. М.Хууты обращена к востоку. Формирование поперечной складки обусловило дополнительные деформации горных пород, выраженные особенно повышенной их трещиноватостью.

Максимальное развитие трещиноватости связано, по-видимому, не столько с формированием поперечной складки, сколько с близким расположением западной и центральной ветвей Западного глубинного разлома. Между ними возникают мощные зоны трещиноватости горных пород, имеющие меридиональное или северо-западное простирание и расположенные по диагонали к двум указанным разломам. Именно с ними увязываются зоны сближенных параллельных рудных жил, протягивающиеся на расстояние до 2 км.

На площади рудного поля, по сведениям Б.С.Котельникова, Б.В.Маливанчука и В.И.Домчака, выделяются главная рудная жила мощностью  $3.0-3.5$  м с богатым содержанием цинка и свинца и серия параллельных ей тел, прослеженных скважинами на глубину свыше 230 м. С глубиной рудные жилы не теряют мощности и сохраняют неизменным характер оруденения. Падение главного рудного тела - юго-западное под углом  $60-70^{\circ}$ .

В южном и юго-восточном направлениях оно расщепляется на серию мелких жил, постепенно выклинивающихся. Однако есть все основания ожидать последующую вспышку оруденения с приближением к центральной ветви Западного глубинного разлома.

По мнению указанных выше исследователей, руды Саурейского месторождения отлагались путем метасоматического замещения карбонатных горных пород орангской свиты и заполнения полостей многократно приоткрывающихся согласных трещин. Это обусловило хорошо выраженное полосчатое строение рудных тел, в которых нередко наблюдается многократное чередование халькопирит-галенитовых и халькопирит-сфалеритовых прожилков. Вместе с этим наблюдаются также руды с вкрапленной и массивной их текстурой. Массивные руды чаще слагают самостоятельные жилы, реже сопровождаются рудами вкрапленной и прожилковой текстуры. Вкрапленные текстуры свойственны кварцевым жилам, содержащим барит, доломит и кальцит. Жилы, сложенные низкотемпературным белым друзовидным кварцем, как правило, содержат редкую вкрапленность крупных кристаллов галенита.

Прожилковые руды наблюдаются в известковистых песчаниках, испытавших интенсивное рассланцевание и последующие серицитизацию, окварцевание и пиритизацию. Прожилки быстро выклиниваются, кулисообразно сменяют друг друга или имеют линзовидную форму, выклиниваясь в обе стороны. В составе их преимущественное значение имеет галенит, резко подчиненное — пирит.

В массивных рудах при доминирующем содержании галенита (до 70%) фиксируются сфалерит, халькопирит, пирит и барит. Подчиненную роль играют кварц, кальцит и доломит. В полосчатых рудах наряду с чередованием прожилков, сложенных сфалеритом и галенитом, устанавливаются две генерации последнего. Они представлены тонко- и мелкозернистым галенитом, каждый из которых образует самостоятельные прослои. Сфалерит ассоциирует с тонкозернистыми агрегатами галенита, видимо, отвечающими более ранней генерации. Образование этой текстуры сопровождается серицитизацией и хлоритизацией, проявляющимися в зальбандах жил на сравнительно большой площади.

Помимо перечисленных минералов, в составе руд Саурейского месторождения анализами установлены кадмий и серебро. Последнее зафиксировано в высоких содержаниях и является одним из ведущих компонентов месторождения.

К северу от описанной рудной зоны расположена еще одна аналогичная и параллельная ей серия рудных жил, изучение которых только начато. Суммарная протяженность их, свыше 1.5 км, позволяет предполагать, что по значению эта зона не

уступит описанной выше Главной жиле собственно Саурейского месторождения. К югу от последнего также обнаружены рудные тела. Однако в составе кварц-барит-карбонатных жил здесь доминирующее значение приобретает цинк, подчиненное — свинец.

Из числа собственно свинцовых месторождений наибольший интерес представляют проявления в долинах руч. Ревущего и Нягар-Нео-Шора, отличающиеся различным литологическим и структурным контролем и соответственно — морфологией рудных тел. Каждое из них по размерам и запасам руд не имеет промышленного значения и характеризует лишь минералогические типы руд, формирующиеся в несколько различных условиях. Судя по минеральному составу, месторождение долины руч. Нягар-Нео-Шора занимает промежуточное положение между описанными выше свинцово-цинковыми и собственно свинцовыми месторождениями. Проявление в долине руч. Ревущего относится к более низкотемпературным интервалам мезотермальной стадии.

Нягарнеошорское свинцовое месторождение представлено довольно мощной зоной окварцевания серицито-хлоритовых и кварцево-серицитовых сланцев орангской свиты, собранных в мелкие поперечные складки с амплитудой 25–30 м. Зона окварцевания, залегающая согласно в сланцах, испытывает многократные изгибы, приобретая в плане вид фестончато-изогнутой полосы. Вмещающие ее кварцево-серицитовые и серицито-хлоритовые сланцы, содержащие прослой мраморизованных известняков, ороговикованы на большой площади, видимо, за счет многочисленных мелких согласных залежей микроклиновых гранитов раннего ордовика, расположенных к западу от гипербазитового массива Сым-Кеу.

Во внутренней части зоны окварцевания залегают кварцевая жила мощностью от 2–3 до 8 м, протяженностью свыше 350 м. В северном замыкании она характеризуется падением на северо-восток  $20^{\circ}$  под углами  $40-50^{\circ}$ . Южнее падения ее изменяются на северо-восточные  $80^{\circ}$  и юго-восточные  $100^{\circ}$  и затем вновь на северо-восточные  $40-50^{\circ}$  при тех же углах. С приближением к южной части сначала фиксируются юго-восточные, а затем вновь северо-восточные падения. Каждому из таких изгибов, обращенному выпуклостью на восток, соответствует резкое возрастание мощности жилы до 8–9 м.

В северной части кварцевая жила расщепляется на две ветви — западную и восточную; последняя прослеживается еще на 35–40 м, постепенно отклоняясь к западу и погружаясь под аллювиальные отложения реки. Южный фланг жилы представлен серией мелких прожилков, замещающих единую рудную жилу и постепенно выклинивающихся к югу. Жила сложена молочно-белым друзовидным кварцем, несущим рассеянную гнездовую

вкрапленность крупных кристаллов галенита. Вдоль зальбандов ее и реже во внутренней части наблюдаются жилы, сложенные серым полупрозрачным кварцем, в котором расположены „струи“ и линзы мелкозернистых агрегатов галенита. В общей сложности наблюдается от шести до восьми таких жил мощностью 5–10 см. Жилы прерывисты, быстро выклиниваются и появляются вновь. Максимальная протяженность их не превышает 10–12 м, однако оруденение распространяется дальше в виде струйчатых и линзовидных агрегатов галенита. В целом оно характерно для всей мощности рудной жилы, но резко прекращается в зальбандах ее. В хлоритовых сланцах, несмотря на интенсивное прокварцевание и серицитизацию, рудные минералы не установлены, а результаты проведенных анализов свидетельствуют о крайне низких содержаниях свинца.

Серицитизация особенно интенсивно проявилась вдоль лежачего и висячего контактов рудной жилы, а также в некотором удалении от нее в тех случаях, когда наблюдаются интенсивное смятие и дробление хлоритовых сланцев по согласным мелким дизъюнктивным нарушениям, сопровождающим зону. Вдоль зальбандов кварцевой жилы, на участках их интенсивного оруденения, наблюдается развитие тонкой (1–1,5 см) темно-зеленой оторочки, состоящей преимущественно из хлорита. Вместе с хлоритом и серицитом развивается кварц, сеть тонких прожилков которого иногда наблюдается в значительном удалении (до 15–20 м) от кварцево-рудной жилы.

Характерной особенностью месторождения является отсутствие в составе его жил каких-либо иных рудных минералов, кроме галенита. Только с помощью анализов удается установить присутствие в рудах цинка в очень небольшом количестве, серебро отсутствует совершенно.

Свинцовое месторождение в долине руч. Ревушего, по размерам еще меньше Няггарнеошорского, приурочено к мелкой поперечной складке. В ядре складки залегают микроклиновые граниты раннего ордовика, которые среди серицито-хлоритовых сланцев орангской свиты образуют согласные тела, повторяющие изгибы в своде и крыльях структуры. Серицито-хлоритовые сланцы в северном крыле поперечной антиклинали падают на северо-восток под углом  $50^{\circ}$ , в южном — на юго-восток  $150^{\circ}$ . Шарнир складки довольно полого, под углом  $30^{\circ}$ , погружается к востоку  $90^{\circ}$ . Указанная складка осложняет западное подвернутое крыло Харбей-Ханмейской антиклинали на участке проявления отрицательной ундуляции ее шарнира (рис. 7).

Рудная кварцево-карбонатная жила протяженностью около 100 м приурочена к восточному контакту согласной залежи микро-

клиновых гранитов, повторяя все ее изгибы в плане и вертикальном разрезе. По этой причине рудное тело имеет форму дуги шириной 55–60 м, выпуклость которой обращена на восток. Средняя мощность жилы 0,60–0,65 м. В южной части она разветвляется на серию мелких прожилков, каждый из которых постепенно выклинивается. На севере, наоборот, дорудный надвиг, проходящий вдоль хорды дуги, срезает граниты, и далее жила прослеживается вдоль плоскости нарушения среди серицито-хлоритовых сланцев, не теряя мощности и скрываясь под толщу рыхлых отложений.

Кварцево-карбонатная жила имеет зональное строение. Внешние части ее сложены кремово-желтым сахаровидным кварцем, внутренняя часть (мощность 0,2–0,3 м) выполнена перекристаллизованным кальцитом. Галенит и сопровождающий его халькопирит присутствуют либо в виде интенсивной вкрапленности, более густой в кварцевой жиле лежащего бока, либо в виде удлинённых струйчатой формы линз и прожилков, протяженность которых варьирует в широких пределах, но чаще всего не превышает 0,5 м. Жила состоит в основном из брекчии, отдельных крупных обломков гранита и серицито-хлоритовых сланцев, свидетельствующих о дорудном формировании срыва в шарнире складки. При довольно высоких содержаниях свинца здесь в небольших количествах содержатся медь и сурьма (следы). Серебро, цинк, золото, другие элементы и рудные минералы, свойственные этому генетическому типу месторождений Полярного Урала, совершенно отсутствуют.

Среди гидротермальных месторождений и проявлений Полярного Урала скопления минералов меди оказались наименее изученными. По этой причине известные в этом районе медные рудопроявления немногочисленны, а генезис их еще не выяснен. В достаточной мере условно к среднетемпературным отнесены два рудопроявления, характеристика которых (см. ниже), к сожалению, позволяет больше оценить масштабы, чем качество руд и условия их формирования.

Медное рудопоявление в долинах руч. Ступенчатого и р. М. Харбея связано с серицито-кварцевыми сланцами и кварцитами. Прослои и пласты их мощностью 4–5 и 10–12 м залегают в западном крыле Харбейского островного поднятия. Кварциты чаще слагают внутренние части прослоев и в сторону контактов постепенно сменяются серицито-кварцевыми сланцами. Между сланцами и вмещающими амфиболитами отсутствуют резкие границы. Вдоль контактов этих пород наблюдается серицитизация, а иногда и окварцевание амфиболитов, что большинством исследователей рассматри-

вается как признак их гидротермально-метасоматического генезиса. Замещению, по-видимому, подверглись эффузивы кислого и среднего состава, сохранившиеся прослой которых нередко среди амфиболитов в этой части района.

Указанная серия горных пород образует полосу шириной 0,8–1,5 км, вытянутую в субмеридиальном направлении и постепенно разворачивающуюся к югу в долине р. М.Харбея до почти широтного простираия. Падение серицито-кварцевых сланцев и кварцитов здесь юго-западное  $200-210^{\circ}$  под углами  $40-50^{\circ}$ . По мнению А.Л.Клопова и Е.В.Боброва, эта полоса (или зона) протягивается от руч. Ступенчатого до р. Лапта-Югана на протяжении свыше 10 км. В составе ее на севере Ю.Ю.Эрвье выделяет согласные жильные тела габбро-диабазов и плагиогранитов. Связь зон окварцевания и серицитизации с дайками габбро-диабазов подчеркивали для этого района А.В.Цымбалюк и В.Н.Гессе. Существуют указания о тесной пространственной связи зон осветления амфиболитов и развития серицито-кварцевых сланцев с участками развития эруптивной брекчии (Охотников, 1968а), которая сопровождается не только жильными проявлениями габбро-диабазов и плагиогранитов, но и интенсивной эпидотизацией.

В долине руч. Ступенчатого эпидотизация сопутствует развитию серицито-кварцевых сланцев и кварцитов, проявляясь особенно интенсивно вдоль контактов их с амфиболитами или вдоль сланцеватости в самих прослоях. Одновременно с эпидотизацией развивались серицитизация и хлоритизация. Более интенсивное проявление их сопровождается повышенными концентрациями сульфидной минерализации, наблюдающейся как в серицито-кварцевых сланцах, кварцитах, так и в амфиболитах.

Рудная минерализация представлена чаще всего пиритом, образующим тонкую рассеянную и гнездовую вкрапленность или прожилковые скопления, в составе которых видны отдельные зерна халькопирита. Иногда халькопиритом, борнитом и ковеллином сложены самостоятельные тонкие прожилки, секущие серицито-кварцевые сланцы. Скопления рудных минералов тяготеют к контактам серицито-кварцевых сланцев с амфиболитами или к участкам повышенной гидротермальной проработки. Здесь обнаруживаются рудные зоны мощностью от 1,5 до 5 м, в составе которых, кроме обильных железа и титана, фиксируются медь, серебро, молибден, цинк, свинец, никель и кобальт. Серебро и молибден присутствуют в случае повышенных концентраций меди и с уменьшением содержания ее в составе рудных зон не устанавливаются. Остальные элементы присутствуют в незначительных, явно непромышленных количествах.

В бассейне р. М.Харбея среди амфиболитов на площади развития серицито-кварцевых сланцев А.Л.Клопов и Е.В.Бобров обнаружили кварцевые жилы мощностью около 1.0 м, содержащие густую вкрапленность и прожилки пирита, борнита и халькопирита. Жилы четковидны и быстро выклиниваются, практическое значение их невелико. Однако обращает на себя внимание тесная ассоциация указанных минералов с титано-магнетитом, образующим висячем боку жилы темную оторочку мощностью до 0,5 м. Такая ассоциация меди и титана, по мнению многих исследователей, для этого района является специфической и обычной, поскольку оба металла тесно связаны с областями развития эруптивной брекчия и приуроченными к ним габбро-диабазам и плагиогранитами.

Медно-колчеданное проявление в долине руч. Нырдовомен-Шора приурочено к южному крылу Собской поперечной антиклинали, осложненному мощной в общем согласной интрузией гипербазитов массива Рай-Из. Рудные тела и зоны гидротермально измененных горных пород зажаты между северным контактом этой интрузии и развитыми севернее ее сателлитами. Наиболее мощная зона расположена непосредственно вдоль поверхности северного контакта массива Рай-Из и характеризуется согласным падением к югу и юго-востоку  $170^{\circ}$  под углами  $50-70^{\circ}$ .

По данным С.Г.Караченцева и В.С.Первухина, вмещающими отложениями для рудных зон являются туфы и переслаивающиеся с ними углистые сланцы орантской свиты, претерпевшие глубокие изменения и последующие гидротермальные превращения, вплоть до возникновения серицито-кварцевых сланцев и черных кварцитов. Указанные изменения особенно интенсивно проявляются вдоль дорудных согласных зон рассланцевания вулканогенно-осадочных отложений, а также вдоль контакта с гипербазитами.

В составе серицито-кварцевых сланцев, кроме кварца и серицита, присутствуют эпидот и альбит. Иногда в виде согласных полосок наблюдается черное углистое вещество, свидетельствующее о том, что глубоким изменениям подвергались не только вулканогенные, но и осадочные горные породы. Кварциты залегают всегда внутри серицито-кварцевых сланцев и, видимо, являются более глубоко измененными образованиями. Мощность их 2-3 м при мощности серицито-кварцевых сланцев 10-12 м.

Как в кварцитах, так и в серицито-кварцевых сланцах наблюдаются вкрапленность и прожилки пирита и пирротина. По мнению В.С.Первухина, рудная минерализация сосредоточена обычно ближе к кварцитам и образует минерализованные зоны мощностью 0,7-1,5 м. Всего на площади установлено шесть зон.

Длина наиболее мощной зоны 0.5 км, прослежена до глубины 450 м. Мощность ее от 1.5 м на поверхности возрастает с глубиной до 9.2 м. Одновременно зона разветвляется на несколько согласных залежей.

Внутри рудных зон наблюдаются согласные залежи массивного сернистого колчедана, сопровождающегося по бокам более интенсивной вкрапленностью пирита в кварцевом материале. Обычно вкрапленность тяготеет к мелким трещинам, особенно к тем, которые выполнены серицитом. В рудных прожилках также присутствует серицит, суммарное количество которого вместе с кварцем достигает 70-75% и только 25% приходится на долю рудных минералов, представленных пирротинном, халькопиритом, изредка сфалеритом и галенитом.

Пирит присутствует в ксеноморфных агрегатах, носящих следы заметного дробления. Трещины в нем заполнены сфалеритом и халькопиритом, содержащим включения сфалерита. Пирротин чаще присутствует во внерудной массе. Анализами в составе руд в незначительных количествах дополнительно установлены молибден, никель, кобальт, золото, серебро, барий, стронций, скандий и галлий. Кроме серицитизации и окварцевания, для окolorудных изменений характерно развитие альбито-хлоритовых и актинолит-хлорито-альбитовых сланцев. Максимальное проявление окolorудных изменений выражено в висячих боках зон сульфидной минерализации. Только окварцеванием охвачены горные породы по обе стороны от рудных зон.

В целом развитие серицито-кварцевых сланцев и кварцитов, мощность их прослоев и количество залежей постепенно возрастают к западу. В этом же направлении растут интенсивность окolorудных процессов и мощность самих рудных зон, в связи с чем западные районы рассматриваются как более перспективные. Совершенно иного типа рудопоявления меди установлены в Западной структурно-фациальной зоне, изученные, к сожалению, недостаточно. По данным В.И. Жданова, в районе оз. Есто-То вкрапленность халькопирита фиксируется в тесной ассоциации с жильными проявлениями порфириров и габбро-диабазов, инъецирующих вулканогенную толщу бедамельской свиты верхнего протерозоя-кембрия. Наиболее интенсивная вкрапленность тяготеет к участкам развития густой сети мелких кварцевых прожилков, в составе которых также наблюдается халькопирит. Иногда халькопиритом и халькозином образованы гнездовые скопления, составляющие прерывистую оруденелую зону мощностью 6-8 м и протяженностью 50-60 м. Такие зоны сами по себе, естественно, не имеют промышленного значения, однако их тесная связь с жильным интрузивным комплексом позволяет

предполагать в пределах Западной зоны более значительные скопления вкрапленных медных руд.

### Низкотемпературные месторождения

Из всех гидротермальных проявлений Полярного Урала примеры низкотемпературного оруденения наименее известны ввиду сложности их поисков, обусловленной значительным удалением таких рудопроявлений от рудоносных источников. Типичным представителем эпитермальных месторождений в северной части Полярного Урала являются скопления сурьмы, увязывающееся, очевидно, с различными магматическими циклами и потому известные как в Западной, так и в Восточной структурно-фациальных зонах. Киноварь, давно известная в шлиховых пробах, все еще не обнаружена не только в значительных скоплениях, но и в коренном залегании. „Следы“ ее приводят к зоне Западного глубинного разлома, закрытой, к сожалению, мощным чехлом рыхлых образований.

Минералы сурьмы известны в рудах жильного типа, сопровождаемых значительным количеством кальцита и низкотемпературного мутно-белого кварца. Широко развит хлорит, тяготеющий к залыбанам рудных жил и ассоциирующий здесь с серицитом, реже эпидотом. В целом серицитизация, хлоритизация и карбонатизация в эпитермальных процессах рудогенеза приобретают важное значение, хотя серицитизация не менее свойственна и мезотермальному этапу, где ей подчинена хлоритизация и ограниченно развита карбонатизация. Характерны отсутствие или крайне слабое развитие иных, кроме указанных, жильных минералов и довольно интенсивное замещение амфибола вмещающих гнейсов Верхне-Ханмейского сурьмяного месторождения серицитом.

В составе руд преимущественное значение имеет антимонит, поэтому известные в Восточной зоне несколько месторождений обычно мономинеральны. В незначительных количествах присутствуют минералы цинка и свинца. Однако в Западной структурно-фациальной зоне значение их существенно возрастает, и по количеству они иногда не уступают антимониту и гудmundиту.

Очень характерной и специфической особенностью эпитермальных месторождений в Полярном Урале является приуроченность их к зонам крупных разломов. Довольно интенсивное дорудное дробление горных пород вдоль этих разломов подчеркивается нередким включением обломков их в сурьмяных рудах или даже в зернах антимонита.

Верхне-Ханмейское сурьмяное месторождение расположено в западном крыле Харбей-Ханмейской антиклинальной структуры, среди плагиоклаз-амфиболовых ортогнейсов ядра этой складки, в незначительном удалении от описанного выше свинцово-цинкового месторождения. Гнейсы вмещают согласные тела аплитов, гранит-аплитов и глубоко амфиболитизированные дайки габбро-диабазов. Последние иногда связаны с древними дизъюнктивными швами, выраженными интенсивно рассланцеванными гнейсами с повышенным содержанием серицита в таких зонах. Наряду с ними устанавливаются более поздние, также согласные, дизъюнктивные нарушения, выполненные обломками милонитизированных гнейсов и бурой глиной, в которой нередко наблюдаются обломки кварцево-карбонатных, видимо, жильных горных пород.

По данным П.С.Лалетина и С.Г.Караченцева, рудные сурьмяные тела приурочены к полостям двух согласных дизъюнктивных нарушений, расположенных на расстоянии 35-50 м друг от друга и вытянутых параллельно в субмеридиональном направлении на 500 и 900 м. Мощност полостей нарушений, выполненных глиной, не превышает 1 м. Смятие и рассланцевание вмещающих гнейсов развито на ширине 15-20 м. Падение плоскости нарушений юго-восточное  $105-115^{\circ}$  под углами  $50-90^{\circ}$ . В северном направлении оба разлома постепенно сближаются, образуя затем одну сплошную зону смятия. Она сопровождается развитием большого количества мелких оперяющих трещин, секущих под косыми углами сланцеватость в гнейсах. Расположенные в полостях разломов кварцево-карбонатные жилы также рассечены трещинами, вдоль которых наблюдаются небольшие смещения с амплитудой 0,5-1,0 м.

Исследование горных пород рудоносных тектонических нарушений свидетельствует о том, что с приближением к разломам в плагиоклаз-амфиболовых гнейсах резко увеличивается количество серицита и появляются слюдяные разности гнейсов. Одновременно амфибол в них интенсивно замещается хлоритом, реже биотитом и мусковитом. Вместе с ними получает развитие магнетит, мелкие зерна которого импрегнируют гнейсы. В случае близкого расположения к разломам амфиболитов, амфибол в последних нацело замещается тонкочешуйчатыми агрегатами серицита, в составе которых принимают участие мелкие зерна эпидота, альбит и магнетит. Интенсивно развит карбонат, содержание которого иногда достигает 40-45%. В штольневых выработках вдоль полосы нарушения видны непосредственные замещения амфиболитов карбонатной горной породой.

Рудные жилы представлены серией линз и четок, вытянутых друг за другом вдоль разломов и отделенных значительными

безрудными участками. Максимальное количество и максимальная мощность их наблюдаются в центральной части рудного поля. К северу и югу мощность рудных тел постепенно сокращается. Выклинивание отдельных линз устанавливается также на глубине. Главными жильными минералами являются кварц и кальцит. Они слагают линзы мощностью до одного метра. В средней части их в виде мономинеральных агрегатов, линз и прожилков расположены скопления антимонита. Количество его прожилков и мощность собственно рудных линз тем больше, чем выше мощность кварцево-карбонатных жил. В свою очередь наибольшая мощность кварцево-карбонатных жил наблюдается на участках раздувов полостей разломов.

Руды обычно массивны. В восточном из двух указанных разломов присутствуют шестоватые кристаллы антимонита, образующие спутанно-шестоватые агрегаты. Размеры кристаллов изменяются от 1 мм до 1–2 см. Изредка кристаллы антимонита образуют удлиненные веерообразные сростки. В других случаях оруденение представлено мелкозернистым антимонитом, который слагает массивные мономинеральные руды. Они приурочены к центральным частям рудных линз и к периферии постепенно сменяются вкрапленными богатыми рудами, иногда с отдельными гнездовыми скоплениями кристаллов. В прожилках, развитых вдоль рудных жил, присутствуют мелкие кристаллы антимонита. Прожилками пронизаны амфиболиты на участках замещения их кальцитом. Количество прожилков подчас столь велико, что создается впечатление цементации ими обломков амфиболитов и кварцево-карбонатных жильных пород. В массивных рудах совершенно отчетливо, кроме того, наблюдаются включения обломков этих горных пород, причем тем больше, чем больше мощность рудной линзы.

Последние в полости западного дизъюнктивного нарушения сложены хорошо образованными кристаллами антимонита, имеющими призматическую форму при длине граней 5–7 см. Такими кристаллами иногда образованы сплошные массивные скопления, гнезда и жилы. Рудам этого разлома характерны брекчиевые текстуры. Несравненно большее развитие здесь получили вторичные сурьмяные минералы.

В рудах Верхне-Ханмейского сурьмяного месторождения отсутствуют какие-либо иные минеральные образования, кроме минералов сурьмы. При минералогических исследованиях, кроме антимонита, установлены кермесит, сервантит и валентинит, приуроченные к микроскопическим трещинам, которые секут зерна антимонита; вдоль этих трещин антимонит замещается преимущественно сервантитом. При более глубоких замещениях наблюдаются реликты зерен антимонита, погруженные в сервантит. Валентинитом образованы друзы и щетки, приуроченные к не-

большим пустотам. Особенно широкое развитие получили сурьмяные охры, количество которых по отношению к антимониту массивных руд иногда достигает 30%. Скопления их приурочены к трещиноватым участкам, распространение на глубину не превышает 1-2 м.

Анализами в рудах Верхне-Ханмейского сурьмяного месторождения установлены крайне низкие содержания свинца, меди, изредка цинка, молибдена и бора. В несколько больших количествах присутствуют титан, хром, никель и ванадий.

Описанные рудные тела имеют незначительные размеры: быстро выклиниваются по простиранию и еще более быстро затухают с глубиной. Естественно, что даже при высоких содержаниях сурьмы эта характеристика свидетельствует о непромышленной ценности Верхне-Ханмейского сурьмяного месторождения. Такова же оценка аналогичного рудопроявления в долине р. Щучьей.

Саурейское сурьмяное проявление находится в стадии изучения. По первым, предварительным, сведениям Б.С.Котельникова, Б.В.Маливанчука, оно связано с зоной Западного глубинного разлома и расположено в непосредственном контакте мелких тел серпентинитов с плагиогранитами, развитыми вдоль разлома. Кварцево-карбонатная жила с гудмундитом тяготеет к восточному контакту интрузии гипербазитов, которые претерпели существенные околожильные изменения, выраженные в прокварцевании и карбонатизации. Для рудной жилы на протяжении более 200 м и устанавливается постепенное сокращение мощности к югу при одновременном возрастании содержания сурьмы. На юге жила представлена мономинеральным (гудмундитовым) образованием; в северной части при мощности 10-11 м в составе ее наряду с гудмундитом наблюдаются галенит и сфалерит. Судя по результатам анализов, содержание здесь свинца, цинка и серебра наравне с сурьмой достигает промышленных значений.

Среди рассмотренных генетических типов месторождений обращает внимание ограниченное развитие в Полярном Урале пегматитовых и отсутствие пневматолитовых месторождений. Это объясняется условиями формирования интрузивных комплексов и в первую очередь раннеордовикских гранитов, широко распространенных в Восточной структурно-фациальной зоне. Они относятся к синскладчатым образованиям. Подавляющая масса их, в том числе наиболее крупные интрузии, сосредоточены в сводах поперечных складчатых структур. Большая часть гранитов внедрялась вдоль трещин и расколов, зон трещиноватости и расслоения горных пород, которые свидетельствуют о том, что кристаллизация происходила в открытых системах, созданных в заключительные этапы становления Полярно-Уральского поднятия. Связанные с ними летучие компоненты имели свободный выход, что явилось одной из главных причин, препятствующих формированию пегматитовых и пневматолитовых месторождений.

Не менее важную роль имела также глубина формирования интрузий. Специальных исследований в этом направлении не проводилось. Однако залегание гранитов среди отложений орангской свиты в области Полярно-Уральского поднятия свидетельствует о чрезвычайно малых глубинах их кристаллизации. В самом деле, начальные этапы становления Полярно-Уральского поднятия относятся к эпохе завершения накоплений отложений орангской свиты верхнего кембрия. Толща ее принимают участие в сложении структур поднятия. Но вслед за накоплением их в нижнем ордовике значительная (преимущественно южная и центральная) часть Полярно-Уральского поднятия была выведена на дневную поверхность. Следовательно, раннеордовикские граниты формировались на глубинах, меньших или равных мощности отложений орангской свиты. Максимальная же

мощность ее в Полярно-Уральском поднятии не превышает 800 м. Естественно, что эти условия не способствовали развитию пегматитов, глубина формирования различных типов которых колеблется от 4 до 9 км (Горжевский, Козеренко, 1965; Гинзбург, 1952).

В последующие тектоно-магматические этапы в Западной зоне и в смежных областях развились преимущественно мелкие субвулканические интрузии. Они тесно связаны с покровами лав и туфами, которые свидетельствуют о формировании их в условиях малых глубин и преимущественно вдоль крупных разломов, исключая связь с ними как пегматитовых, так и пневматолитовых месторождений.

Исключение из указанных положений представляют внутренние части Харбейского и Марункеуского островных поднятий. Они сложены глыбами добайкальского фундамента, обеспечивающих этим структурам роль стабильных поднятий. В области их не только сокращалось значение расщепления и трещиноватости горных пород, что обуславливало гранитам кристаллизацию в закрытых системах, но и магматические очаги, по-видимому, были расположены на больших глубинах. Не случайно, что в Полярном Урале мусковитовые и двуслюдяные пегматиты известны только в непосредственном соседстве с Париквасьшорским и Марункеуским жесткими выступами (рис. 5).

Одной из весьма характерных особенностей Полярного Урала является сосредоточение всех известных метасоматических месторождений вдоль выведенного на дневную поверхность ядра крупной Лонгот-Юганской поперечной горст-антиклинали. Такая связь уже сама по себе позволяет предполагать образование метасоматических месторождений на больших глубинах. Действительно, Немур-Юганские молибденовые и железорудные скарны, генетически связанные с синскладчатыми раннеордовикскими гранитами, создавались до или в течение вертикальных перемещений ядра антиклинали. Это доказывается тем, что Лонгот-Юганский и Сядата-Яхинский разломы, вдоль которых поднята антиклиналь, оформлялись после формирования ее и раннеордовикских гранитов. О кристаллизации на больших глубинах позднепалеозойских гранитов и связанных с ними гранитоподобных метасоматических пород свидетельствуют крупнозернистое пегматоидное строение гранитов и сопровождающие их мусковитовые пегматиты. Ф.Р. Апельцин и сотр. (1967) полагают, что метасоматические породы локализованы, вероятно, в наименьшем удалении от поверхности древнего кристаллического фундамента Урала.

Следовательно, как ранние, так и поздние метасоматические месторождения в пределах Лонгот-Юганской горст-антикли-

нали относятся к образованиям больших глубин, выведенным вместе с ядром ее на дневную поверхность. Этот вывод дает основание считать, что рудная минерализация, связанная с раннеордовикскими гранитами, имеет большой вертикальный размах. В нем возможна вертикальная зональность, выраженная сверху вниз сменой медно- и пирротин-молибденовой минерализации харбейского типа мономинеральными молибденовыми и затем скарновыми рудами, которые подобны рудам Лонгот-Юганского и Немур-Юганского месторождений.

Таким образом, вследствие специфических особенностей развития крупных тектонических структур на большей части территории Полярного Урала нет основания ожидать значительных скоплений руд пегматитового и пневматолитового генетических типов. Практическое значение здесь приобретают гидротермальные и метасоматические руды. Исключение представляют Париквасьшорская и Марункеуская жесткие структуры. В их пределах формирование гранитоидов могло происходить на больших глубинах, и, следовательно, не исключена возможность обнаружения промышленно ценных пегматитов.

Среди гидротермальных месторождений установлены руды высоко-, средне- и низкотемпературных интервалов, укладывающиеся в соответствующие стадии процессов эндогенного рудообразования. Достаточно большой фактический материал, собранный на многих месторождениях, свидетельствует о том, что различные по составу минеральные ассоциации выполняют разные по возрасту, нередко пересекающие друг друга трещины. Более поздние рудные минералы нередко включают брекчию, состоящую из обломков предшествующих им по времени выделения. Такие взаимоотношения наблюдаются не только для жильных образований, связанных с различными магматическими этапами, но и для руд, принадлежащих одному металлогеническому эпизоду и обладающих определенной общностью минералогического состава. Так, для молибденовых, свинцово-цинковых и сурьмяных руд, определенно связанных с микропегматитовыми и мелкозернистыми гранитами раннего ордовика и пространственно ассоциирующих в Восточной структурно-фациальной зоне, устанавливается вполне отчетливая последовательность в выделении рудных дистиллятов различного состава.

Первыми обычно выделяются молибденит, шеелит, пирротин и пирит. На Ханмейском молибденовом месторождении халькопирит совместно со сфалеритом и галенитом выполняет уже трещины, секущие пластинки молибденита, или цементирует обломки раздробленных зерен пирита. И.С.Бельский для Лонгот-Юганского молибденового месторождения отмечает характерное пересечение прожилков, которые сложены пиритом и пирротинном,

трещинами, заполненными затем сфалеритом и галенитом. Иногда с двумя последними минералами на Харбейском молибденовом месторождении в незначительном количестве выделяется молибденит. В ряде других случаев (Верхне-Ханмейское свинцово-цинковое месторождение, долина руч. Медного и др.) кварцево-свинцово-цинковые жилы развиты в стороне от молибденовых, но обязательно переполнены обломками вмещающих гнейсов, что свидетельствует об энергично проявленном дроблении, предшествующем выделению сфалерита и галенита. В рудах этих проявлений изредка фиксируется молибденит или присутствие молибдена удавливается анализами. Точно так же в самостоятельных проявлениях наблюдаются кварцево-галенитовые жилы и хотя не установлены пересечения ими прожилков, сложенных сфалеритом, возможность таких ассоциаций отнюдь не исключается.

Наиболее поздние жильные образования принадлежат антимониту. Формированию их на Верхне-Ханмейском месторождении предшествуют интенсивное дробление вмещающих гнейсов и возникновение открытых зияющих разломов, выполненных затем рудной массой и карбонатами.

Приведенные сведения послужили основанием для разделения раннеордовикского единого гидротермального процесса на три или даже четыре стадии, получившие в ранних работах автора название „молибденитового“ и „сфалеритового“, „галенитового“ и „антимонитового“ этапов по преобладающему значению в этом промежутке времени одного из рудных минералов. Нетрудно заметить, что минеральные ассоциации каждой из этих стадий соответствуют выделенным гипо-, мезо- и эпитермальным месторождениям гидротермального генезиса. Они отделены друг от друга фазами трещиноватости и отличаются не только различным составом рудных минералов, но и возникающими вокруг них специфическими околорудными изменениями.

Действительно, в рудных жилах „молибденитовой“ стадии (Лонгот-Юганское, Харбейское, Ханмейское и другие молибденитовые месторождения), кроме молибденита, шеелита, пирита, пирротина и незначительного количества раннего халькопирита, присутствуют дымчатый и голубоватый кварц, гранат, турмалин, флюорит, апатит, амфибол, биотит, зеленоватый мусковит и эпидот. Перечисленные минералы, в том числе и сфен, составляют зоны околорудных изменений, из которых особенно характерны турмалинизация и широко проявленные мусковитизация и эпидотизация.

В „сфалеритовую“ и „галенитовую“ стадии, видимо, весьма сближенные по времени их проявления, главное значение из рудных минералов принадлежит сфалериту, галениту, халькопириту

при крайне подчиненной роли молибденита и пирротина. Исчезают гранат, турмалин, амфибол. В околорудных изменениях не наблюдается турмалинизация и меньшее значение приобретает эпидотизация, но шире проявлены серицитизация, окварцевание и хлоритизация. „Антимонитовая“ стадия характеризуется широким проявлением карбонатизации и хлоритизации при подчиненном значении окварцевания.

Указанные околорудные изменения сопровождают рудные жилы различного состава, которые нередко развиты самостоятельно на участках, расположенных изолированно от предшествующих или следующих за ними рудных образований, но вместе с этим сохраняют общую с ними минералого-химическую специализацию. По мнению И.Н.Кига́й (1966), эти сведения определяют понятие о стадиях гидротермального процесса, которые являются частью периода минералообразования и отделены друг от друга перерывами и интенсивными тектоническими подвижками.

Минеральные ассоциации и характер околорудных изменений последующих стадий соответствуют более низким температурам по сравнению с минеральными образованиями каждой стадии, предшествующей им. Как видно, в процессе формирования металлоносного очага и общего понижения его температуры на определенных этапах одновременно с проявлениями тектонических импульсов и трещиноватости происходит отщепление отдельных порций рудных растворов, отвечающих в Полярном Урале периодам формирования высоко-, средне- и низкотемпературного оруденения. Нельзя сказать, что проявились тектонические импульсы, соответствующие только этим интервалам. Существуют примеры проявления более мелких подвижек и связанных с ними порций рудных дистиллятов (например, выделение шеелита на Харбейском молибденитовом месторождении), но главное значение сохраняется за тремя-четырьмя вышеуказанными стадиями. Причины такого совпадения стадий с высоко-, средне- и низкотемпературными интервалами гидротермального процесса не представляются достаточно ясными, поскольку и сами причины пульсации рудоносных растворов еще не выяснены (Кига́й, 1966). Достаточно надежно можно лишь утверждать, что выделения молибденита, сфалерита, галенита и антимонита для Полярного Урала соответствовали специфическим условиям и совпадали с максимумами трещиноватости в процессе раннеордовикского рудогенеза.

Для Полярного Урала характерно максимальное (до четырех) количество стадий и наиболее яркое их проявление на участках развития поперечных складчатых структур. Создается даже впечатление, что чем крупнее по размерам поперечная склад-

ка, тем лучше проявляется стадийность. Особенно отчетлива она в области развития крупной поперечной Лонгот-Юганской антиклинали - в Лонгот-Юганском и Харбейском молибденитовых месторождениях. По аналогии с ней возможно хорошее проявление стадийности для рудопоявлений Собской структуры. Вне таких структур стадийность менее выразительна. На площади Саль-Тальбинского молибденитового месторождения, формирующегося в относительно спокойной тектонической обстановке, стадии не проявились столь отчетливо и раздельно, как это указывалось для Лонгот-Юганского и Харбейского месторождений. Видимо, проявление стадийности как в качественном, так и в количественном ее выражениях зависит от условий тектонического развития каждого из месторождений. Очевидно, могут быть месторождения, где число стадий будет резко сокращено или при сохранившемся их количестве они проявятся столь невыразительно, что соответствующие им порции рудных дистиллятов будут развиваться ограниченно или совершенно отсутствовать.

Таким образом, от количества стадий минералообразования и степени их проявления зависят перспективы месторождений. В свою очередь степень проявления стадий зависима от тектонических особенностей площади месторождения. С этой точки зрения, очевидно, справедливо суждение И.Н.Кигая (1966), что пульсация растворов в собственно постмагматический этап должна целиком зависеть от тектоники.

Как видно, раннеордовикский рудный гидротермальный процесс состоит из трех-четырёх основных стадий, каждая из которых соответствует поступлению новой порции рудоносных растворов. Такую прерывистость-пульсацию гидротермального процесса С.С.Смирнов (1955) указывал для многих месторождений Союза, и после его известных обобщений она получила широкое признание среди советских геологов (Бетехтин и др., 1955). И.Н.Кига́й (1966) считает, что концепция прерывистого поступления рудоносных растворов достаточно обосновывается фактическим материалом и с полным правом может быть названа пульсационной теорией. Любопытно, что в последнее время увеличилось число сторонников этой теории за рубежом. В обобщающей работе, ссылаясь на данные Т.С.Ловеринга и выделенные им стадии в процессе гидротермальной активности, Ч. Парк и Р.Мак-Дормид (1966) пишут, что "... минерализованная трещина под действием тектонических сил может повторно приоткрыться..., что позволяет следующей волне (из серии волн рудоносных растворов, разделенных перерывами) проникнуть в рудовмещающую полость. Химический состав следующих одна за другой волн растворов, вероятно, должен был изменяться во вре-

мени, следовательно, должен быть отличным и минеральный состав соответствующих участков жильного выполнения...” (стр. 192).

В соответствии с вышеприведенными сведениями в Восточной структурно-фациальной зоне Полярного Урала достаточно крупные рудные скопления представлены минеральными ассоциациями только „молибденитовой“, „сфалеритовой“, „галенитовой“ и „антимонитовой“ стадий. Все остальные рудные минералы на этой площади наблюдаются в таких количествах, которые совершенно не представляют практического значения. Это объясняется тем, что указанные стадии соответствуют особенно отчетливым (интенсивным) фазам трещиноватости, которые сопровождаются отделением не только определенных порций рудных дистиллятов, но и наиболее значительных их количеств, получающих свободный доступ в сферу рудоотложения по созданным трещинам.

Но в месторождениях, формирующихся в течение одной стадии, также наблюдаются различные по количеству скопления рудных минералов и даже различные мощности рудных жил. Наиболее крупные молибденитовые тела известны на Харбейском и Лонгот-Юганском месторождениях. Соответственно значительны здесь скопления рудных минералов. Минимальные мощности рудных жил и весьма ограниченные запасы руд установлены в Ханмейском, Саль-Тальбинском и Бадья-Юганском молибденитовых месторождениях.

В этом сопоставлении обращает на себя внимание принадлежность минеральных ассоциаций Лонгот-Юганского и Харбейского месторождений к более высокотемпературным образованиям. Выше подчеркивалось, что некоторые исследователи относят эти месторождения даже к ряду пневматолито-гидротермальных образований, что, очевидно, свидетельствует о формировании их из более высокотемпературных порций рудных флюидов, отделявшихся, в общем, в наиболее ранние интервалы стадий. Ханмейское, Саль-Тальбинское и Бадья-Юганское месторождения принадлежат к более низкотемпературным образованиям, и, следовательно, образующие их рудные дистилляты отделялись, очевидно, несколько позже, увязываясь с последующими интервалами стадии и промежуточными тектоническими подвижками. Такие промежуточные внутретадийные интервалы подмечены на Харбейском и ряде других месторождений, где при детальном исследовании выделены ранний турмалиновый и следующие за ним собственно молибденитовый и пирротин-халькопиритовый интервалы, укладываемые в единую „молибденитовую“ стадию.

Минеральные ассоциации интервалов на Харбейском месторождении закономерно распределены на площади рудного поля

(рис.6). Иногда заметны взаимные проникновения их вдоль микроскопических трещин, которые свидетельствуют о незначительных тектонических подвижках, отделяющих периоды выделения минеральных ассоциаций каждого интервала. Точно такие же взаимоотношения рудных жил установлены для „сфалеритовой“ стадии на Верхне-Ханмейском свинцово-цинковом месторождении и в долине руч. Медного, где трещины, выполненные сфалеритом, галенитом и халькопиритом, пересекаются халькопиритовыми и халькопирит-галенитовыми прожилками, имеющими ограниченное развитие. Аналогичные наблюдения указаны многими исследователями для абсолютного большинства различных месторождений в Полярном Урале, в том числе и медных в долине р. Соби.

Очевидно, тектонические подвижки, следующие вслед за главным тектоническим импульсом и соответствующие внутристадийным интервалам, в общем столь незначительны, что не сопровождаются отделением самостоятельных порций рудных дистиллятов или роль последних в рудных процессах весьма незначительна, как это наблюдается для Ханмейского и Бадья-Юганского молибденитовых месторождений.

Таким образом, наиболее крупные скопления руд в Полярном Урале образованы не столько теми рудными минералами, выделение которых соответствует одной из вышеуказанных стадий и увязывается вообще с фазой трещиноватости, сколько наиболее высокотемпературными и ранними их ассоциациями в каждой стадии, формирование которых совершается в начальное проявление тектонического импульса и увязывается с возникновением максимального количества открытых трещин. Естественно, что в это время возникают наиболее крупные трещины, а также зоны отслаивания и трещиноватости горных пород. Представляется также вполне вероятным, что существенное значение в последующей эволюции составов рудоносных растворов принадлежит изменению физико-химических условий внутри каждой стадии. К сожалению, для месторождений Полярного Урала этот процесс совершенно не изучен и практическое значение его ныне недостаточно ясно.

Естественно, что в процессе формирования отдельных рудных тел и месторождений нередко возникало повторное приоткрытие одних и тех же трещин, ранее выполненных рудной массой. В Ханмейском, Лонгот-Юганском молибденитовых, Саурейском свинцово-цинковом месторождениях на минеральные ассоциации предшествующих стадий нередко накладывались минералы последующих. Создавались рудные тела и месторождения, в сложении которых принимали участие высоко- и среднетемпературные минеральные ассоциации, образующие телескопированные руды. В условиях Полярного Урала подобные ассоциации

тем более вероятны, что здесь месторождения и рудопроявления различных температурных интервалов и стадий минералообразования характеризуются нередко однотипным структурным контролем, выраженным приуроченностью их к одним и тем же поперечным складчатым структурам. Указанное телескопирование имеет частный характер, так как связано с единым металлогеническим эпизодом и свойственно лишь одной структурно-фациальной зоне. Оно существенно отличается от телескопирования регионального характера, при котором наблюдается наложение друг на друга минеральных ассоциаций различных металлогенических зон и подзон, отличающихся по химизму, возрасту проявлений и генетической связи с более поздними магматогенными источниками.

### ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРОСТРАНСТВЕННОГО РАЗМЕЩЕНИЯ ЭНДОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И РУДОПРОЯВЛЕНИЙ

Пространственное размещение эндогенных месторождений и рудопроявлений на территории Полярного Урала определяется прежде всего генетической связью их с теми или иными металллоносными магматическими очагами, развитие которых тесно связано во времени и в пространстве с формированием крупных структурно-фациальных подразделений. Это положение для других районов Союза сформулировано в работах Ю.А.Билибина (1955, 1959) и затем уточнено многими исследователями (В.Смирнов, 1962; Шаталов, 1959; Колтев-Дворников, 1955; Вольфсон, 1955; Вольфсон, Лукин, 1966, и др.). В свою очередь генетическая связь определяется не только пространственной и структурной общностью месторождений с магматическими очагами, но и родством их минералого-геохимического состава. Последний определяет „металлогеническое лицо“ месторождений, рудопроявлений и принадлежность их к тем или иным металлогеническим типам либо формациям, связанным с конкретными магматическими комплексами и формациями горных пород.

Месторождения и рудопроявления получают определенный возраст и, следовательно, соответствующее место в истории развития района.

Таким образом, при выяснении закономерностей пространственного размещения эндогенных руд на площади региона главную роль приобретает качественная геохимическая характеристика месторождения, а не количественные вариации их минералогического состава, приоритет значения которых указывался в определении генетических типов месторождений. Одноименные

типы их могут проявиться в любом тектоно-магматическом цикле или этапе и, следовательно, могут быть обнаружены в любой из выделенных металлогенических зон. К.И.Сатпаев (1959) подчеркивает, что металлогеническая формация — понятие геологическое. Она имеет свой определенный геологический возраст, в то время как месторождения одного генетического типа могут иметь различный возраст.

При металлогеническом районировании общепризнанными крупными региональными подразделениями являются металлогенические зоны. В своем историческом развитии они увязываются с тектоно-магматическими циклами и формированием крупных структурно-фациальных зон (Западной и Восточной), в пределах которых сосредоточены месторождения и рудопроявления металлогенических типов. В конкретном применении для территории Полярного Урала к различным металлогеническим типам относятся месторождения и рудопроявления безмышьяковистых и мышьяковистых руд.

К несколько меньшим, но не менее важным по своей металлогенической значимости подразделениям, также регионального порядка, следует отнести структурно-металлогенические подзоны. Они соответствуют по продолжительности времени развития тектоно-магматическим этапам и площадям выделенных тектонических подзон, в пределах которых сосредоточены месторождения и рудопроявления определенных металлогенических формаций. Рудные минеральные ассоциации подзон выделяются внутри металлогенических типов и отличаются от них второстепенными вариациями минералого-химического состава руд.

К более низшей категории относятся закономерности размещения месторождений и рудопроявлений на территории металлогенических зон и подзон в зависимости от частной локализации металлогенических очагов и центров, литологии вмещающих толщ, морфологических особенностей складчатых и разрывных структур и т.д. С помощью их выясняется положение рудоносных зон, рудных узлов и отдельных месторождений,

## ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ЭНДОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ РЕГИОНАЛЬНОГО ЗНАЧЕНИЯ

Первые исследования в области металлогенического районирования, проведенные автором в 1955–1957 гг., убедили в существовании на территории Полярного Урала месторождений и рудопроявлений двух совершенно самостоятельных металлогенических

типов, представленных мышьяковистыми и безмышьяковистыми рудами. Последующие исследования дополнили и уточнили эти представления, подтвердив резко выраженную территориальную обособленность указанных рудных проявлений.

Как ныне установлено, месторождения и рудопроявления с безмышьяковистыми рудами сосредоточены только в пределах Восточной структурно-фациальной зоны Полярного Урала. Мышьяк здесь крайне редко, в низких содержаниях устанавливается химическими и еще реже спектральными анализами, но в этих случаях присутствие его в рудах, очевидно, связано с наложением последующих более поздних процессов магматизма, получивших развитие в соседних Западной и Малоуральской зонах.

Напротив, мышьяк в месторождениях и рудопроявлениях Западной структурно-фациальной зоны является одним из постоянных и ведущих компонентов. Здесь он тесно ассоциирует с небольшим количеством золота и серебром, практически отсутствующими в рудах месторождений и рудопроявлений Восточной структурно-фациальной зоны. Наряду с этим известны самостоятельные скопления его, тяготеющие к области распространения мелких интрузий габбро и габбро-диабазов вдоль Западного глубинного разлома. Существуют и другие минералогическо-химические виды рудной минерализации. Однако различие между ними и вместе с этим пространственная обособленность не выражены столь отчетливо (рис.5).

Указанная территориальная приуроченность безмышьяковистого и мышьяковистого типов оруденения находит хорошее выраженное подтверждение в генетической связи месторождений каждого из этих двух металлогенических типов с определенным комплексом магматических проявлений. Естественно, что генетические связи месторождений с магматическими очагами более определены в лучше изученной Восточной структурно-фациальной зоне. Здесь титаново-медные безмышьяковистые рудопроявления генетически связаны с древними позднедокембрийско-кембрийскими габбро-диабазами и, возможно, плагиигранитами. Еще более отчетливо в этой зоне проявлена указанная ранее генетическая связь свинцово-цинкового, молибденового и сурьмяного безмышьяковистого оруденения с раннеордовикскими гранитоидами. Перечисленные интрузивные проявления сосредоточены в области Полярно-Уральского антиклинального поднятия, связаны единством структурной приуроченности и принадлежат к доордовикским тектоно-магматическим циклам, которые, как видно, сопровождалось развитием оруденения безмышьяковистого металлогенического типа.

Руды месторождений и рудопроявлений, принадлежащие мышьяковистому металлогеническому типу, в Западной структур-

но-фациальной зоне генетически связаны с более поздними магматическими образованиями ордовикско-нижнедевонского тектоно-магматического цикла. Особенно отчетливо эта связь проявлена между оловянным оруденением и средне-позднеордовикскими субвулканическими интрузиями кислого состава. Менее выражена и еще в достаточной мере проблематична генетическая связь с ними цинкового и мышьяковистого оруденения. Не исключается возможность принадлежности этого оруденения к интрузивным проявлениям позднекаледонских комплексов.

Таким образом, магматические образования каждого из тектоно-магматических циклов характеризуются своими металлогенетическими признаками. Зональное распространение интрузий обуславливает провинциальные особенности эволюции рудных процессов. Вследствие этого в Полярном Урале отчетливо выделяются две крупные металлогенетические зоны: Восточная – безмышьяковистых руд и Западная – мышьяковистых руд. Объем и площадь их соответствует одноименным структурно-фациальным зонам, разделенным Западным глубинным разломом. Каждая из зон включает несколько металлогенетических подзон, на площади которых сосредоточены месторождения и рудопроявления определенных металлогенетических формаций, генетически связанных с магматическими образованиями одного тектоно-магматического этапа. Границы металлогенетических подзон обычно совпадают с границами выделенных тектонических подзон или иными крупными структурными элементами, тем самым подчеркивая зависимость их от развития того или иного крупного структурно-фациального подразделения в Полярном Урале. Весьма примечательно, что в общем плане металлогенетического районирования совершенно не отражается самая древняя северо-западная зона дифференцированных поднятий. Она не выделяется какими-либо особенностями в металлогении региона и не вносит нарушений в отчетливо проявленную металлогенетическую зональность меридионального плана. Подобное обстоятельство лишней раз подчеркивает, что эта зона и связанные с ней тектонические формы относятся к числу древнейших структур, переработанных последующими движениями и связанными с ними процессами.

### Восточная металлогенетическая зона безмышьяковистых руд

Зона охватывает сложно построенное Полярно-Уральское антиклинальное поднятие, ограниченное на востоке Восточным, на западе – Западным глубинными разломами. Большая часть ее

территории соответствует Хадатинско-Ханмейской структурно-фациальной подзоне, северная и южная половины которой разделены поперечной Лонгот-Юганской горст-антиклиналью. В составе зоны выделяются: Марункеу-Харбейская титаново-медная и Няровейская (Харбейская) сурьмяно-свинцово-молибденовая металлогенические подзоны.

Марункеу-Харбейская позднедокембриско-кембрийская металлогеническая подзона титанового и медного оруденения. Границы подзоны определяются площадью распространения титанового и медного оруденения, которое в свою очередь обладает хорошо выраженной пространственной обособленностью в пределах Марункеуского и Харбейского крупных островных антиклинальных сооружений. Соответственно этому она представлена на двумя обособленными площадями, вытянутыми в меридиональном направлении. Они отделены друг от друга в долине р. Лонгот-Югана клином, образованным вдающейся на восток Няровейской и позже наложенной позднепалеозойской оубширотной Лонгот-Юганской металлогеническими подзонами.

Рудная минерализация представлена обычно минералами меди и титана; среди них установлены халькопирит, рутил, пирротин, титаномагнетит, ильменит и пирит, кристаллизация которых сопровождается эпидотизацией и прокварцеванием. В большинстве случаев указанная рудная минерализация приурочена к древним эруптивным аппаратам или мелким разломам, соединяющим отдельные участки развития эруптивной брекчии. Вкрапленность, реже прожилки халькопирита наблюдаются в эпидотовой ткани, цементирующей обломки амфиболитов, иногда - в габбро-диабазам, которые пространственно тесно связаны с древними эруптивными аппаратами.

Весьма показательно, что титановая и тесно ассоциирующая с ней в этой зоне медная минерализация распространена исключительно на площади древних островных вулканогенных поднятий среди глубоко измененных эффузивных образований среднего и основного состава. Вне Марункеуского и Харбейского островных сооружений титановая минерализация практически неизвестна или проявлена весьма спорадически.

Эти сведения позволяют полагать, что проявления титаново-медной минерализации являются специфической особенностью области развития вулканогенных сооружений. Формирование их сопровождалось образованием эруптивной брекчии и последующим выполнением возникших каналов габбро-диабазами и плагиогранитами. Генетически, очевидно, с этими очагами связана титаново-медная минерализация. Время проявления ее относится к заключительным фазам становления островных сооруже-

ний, увязываясь с внедрением трещинных позднедокембрийско-кембрийских интрузий габбро-диабазов, плагиогранитов и широким развитием сопровождающей их эпидотизации.

Естественно поэтому, что границы рассматриваемой подзоны совпадают с контурами Марункеуского и Харбейского островных вулканогенных поднятий (рис. 1,5). Однако вследствие последующего телескопирования они в значительной мере завуалированы. Оба поднятия пережили раннекаледонскую активизацию, в связи с чем на площади их нередко наблюдаются рудные проявления, свойственные Няровейской сурьмяно-свинцово-молибденовой подзоне. Характерно, что преобладающее количество их сосредоточено вдоль границ поднятий и вблизи эруптивных аппаратов. Очевидно, раннеордовикская активизация сопровождалась усложнением поднятий, что выразилось главным образом в обновлении ранее заложённых и в развитии новых расколов.

Химический элементарный состав рудных тел, известных в подзоне, подтверждает указанную выше генетическую связь их с габбро-диабазами и плагиогранитами. В рудных телах различными анализами устанавливается постоянное присутствие титана, железа, меди, никеля и кобальта, подчеркивающих геохимическое родство рудопроявлений с базальтовой и гипербазитовой формациями этой подзоны.

В рудопроявлениях долин руч. Ступенчатого и р. М.Харбей наряду с указанными элементами установлено присутствие молибдена, свинца, золота, серебра и висмута. Минералы этих элементов, по сведениям А.Л.Клопова и Е.В.Боброва, относятся к поздним образованиям. Не исключена возможность, что выделение их связано с последующими воздействиями гидротермальных процессов, получивших развитие в среднем и позднем девоне в Малоуральской структурно-фациальной зоне, вдоль Восточного глубинного разлома и к востоку от него в области ордовикской эвгеосинклинали. Только здесь известны парагенетические ассоциации, в которых одновременно устанавливаются серебро, золото и молибден. Во всех остальных рассматриваемых металлогенических подзонах, связанных с другими тектоно-магматическими этапами, одновременное присутствие этих элементов не наблюдалось или количество золота и серебра крайне ограничено.

Промышленно-перспективная оценка Марункеу-Харбейской титаново-медной подзоны не представляется достаточно ясной, поскольку связь медной минерализации с эруптивной брекчией в области древних вулканических поднятий выяснена лишь в последние годы. Медные проявления тщательно до этого не изучались. Между тем обнаружение их и широкое развитие эруптивной

брекчии, увязывающейся с центрами магматической деятельности и островными сооружениями, свидетельствуют о благоприятных условиях локализации медных руд с вполне возможными промышленными концентрациями.

Няровейская (Харбейская) кембрийско-раннеордовикская сурьмяно-свинцово-молибденовая металлогеническая подзона. Площадь подзоны охватывает мобильные части Хадатинско-Ханмейской структурно-фациальной подзоны, оложенные преимущественно отложениями орангской свиты. Во внутренней части ее расположены крупные островные структуры и связанная с ними пространственно Марункеу-Харбейская титаново-медная подзона. На западе она граничит с Усиноко-Байдарацкой подзоной, вдоль которой развита цепь мелких доордовиковских поднятий, оложенных эффузивами преимущественно киолого состава. Восточная граница подзоны осложнена разломами и в настоящее время не представляется достаточно ясной.

Время заложения подзоны относится к периоду оформления Марункеуского и Харбейского островных антиклинальных поднятий, разделивших единый прежде докембрийско-кембрийский бассейн на ряд меридиональных и поперечных остаточных прогибов, которые выполнены отложениями орангской свиты. Инверсия их сопровождалась внедрением активных масс раннеордовикских гранитов, проявления которых концентрировались главным образом в областях формирования крупных поперечных антиклинальных структур. Незначительная часть интрузий гранитов тяготела к периферии рядом расположенных островных сооружений. Поздние дериваты раннеордовикских гранитоидов развились преимущественно вне крупных островных поднятий, сосредоточиваясь в области развития отложений орангской свиты и эффузивных образований, слагающих мелкие островные поднятия.

На территории этой подзоны находятся почти все известные месторождения молибдена, имеющие промышленное значение, а также рудопроявления цинка, свинца и сурьмы, играющих менее важную роль. Минералы меди присутствуют в качестве постоянных, но второстепенных спутников, нигде не образующих сколь-либо существенных концентраций. Золото и серебро не свойственны рудным образованиям подзоны и в крайне незначительном количестве установлены в единственном случае в рудах Харбейского молибденитового месторождения. В ряде молибденитовых месторождений в ассоциации с молибденом находятся олово, вольфрам и висмут, однако редко в повышенных концентрациях. Иногда в свинцово-цинковых рудах и еще реже в самостоятельных проявлениях на площади Няровейской подзоны наблюдается мышьяк в составе наложенных минеральных ассоциаций.

Для рудных скоплений Няровейской металлогенической подзоны характерны разнообразие минерального состава и принадлежность к различным генетическим типам. Тем не менее главенствующую роль среди них играют гидротермальные высоко- и среднетемпературные месторождения, имеющие практическое значение. Скарновые метасоматические месторождения по количеству и масштабам занимают второстепенное положение. Однако широкое развитие известняков немурюганской свиты в своде Лонгот-Юганской горст-антиклинали и концентрация вдоль него метасоматических рудных скоплений свидетельствуют о чрезвычайно благоприятных условиях, существовавших здесь в эпоху формирования скарновых месторождений.

Рудная минерализация в пределах Няровейской подзоны пространственно тесно связана с поздними дериватами раннеордовикских гранитов. Связь эта подчеркнута общностью их структурной позиции. Особенно выражена она для крупных тел гранитов и крупных рудных скоплений, поскольку те и другие чаще всего приурочены к присводовым частям крупных же меридиональных и поперечных складчатых структур. Среди них наиболее характерны Немур-Юганская, Харбей-Ханмейская и Лонгот-Юганская антиклинали. Естественно, что приведенные положения уже сами по себе свидетельствуют о существовании более близких - генетических связей между раннеордовикскими гранитами и рудными образованиями Няровейской металлогенической подзоны.

В настоящее время, кроме этих общих признаков, указанное генетическое родство доказывается приуроченностью оруденения к зонам экзоконтактовых ореолов раннеордовикских гранитов, связью околорудной биотитизации и серицитизации с микропегматитовыми и мелкозернистыми гранитами и, наконец, присутствием сингенетической вкрапленности молибденита и галенита в раннеордовикских гранитах, а также в пегматитовых жилах.

Подавляющее большинство рудопроявлений и месторождений в Няровейской металлогенической подзоне связано с участками развития полевошпатово-амфиболовых и инъекционных гнейсов, которые возникали в результате контактовых воздействий микроклиновых и микропегматитовых гранитов на вмещающие вулканогенные и серицито-хлоритовые сланцы. Вне области распространения указанных гнейсов рудные проявления и месторождения обычно отсутствуют или не имеют практического значения. Для группы молибденитовых месторождений Харбей-Ханмейского района, связанных с полосой распространения плагиоклаз-амфиболовых ортогнейсов, устанавливается приуроченность

к участкам заметного обогащения горных пород не только калием, но также фосфором, титаном и железом. Количество фосфора в рудах Харбейского месторождения подчас так высоко, что серьезно препятствует процессам обогащения. Вместе с этим носители вышеприведенных элементов — апатит, сфен и амфибол, — как это установлено при детальном исследовании экзоконтактовых ореолов, являются постоянными минералами, устанавливаемыми в плагиоклаз-амфиболовых гнейсах в зонах контактовых изменений их вокруг интрузий раннеордовикских гранитов, даже при отсутствии здесь рудной минерализации. Количество их обычно тем выше, чем больше размеры интрузии или чем ближе к ней расположены контактово-измененные горные породы.

Таким образом, появление повышенных концентраций фосфора и титана одновременно в контактово-измененных плагиоклаз-амфиболовых ортогнейсах и в рудах месторождений, приуроченных к участкам развития контактовых преобразований, является следствием одного и того же процесса, связанного с внедрением раннеордовикских гранитов. Естественно поэтому, что контактово-метаморфические изменения и рудообразующие процессы в Няровейской подзоне нередко находятся в прямой зависимости, и сокращение роли первых обычно свидетельствует о слабом развитии рудной минерализации. Не случайно в практически безрудных горных породах глубоких горизонтов Ханмейского молибденового месторождения отсутствуют фосфор и титан, количество которых, одновременно с молибденом, резко сокращается вниз от дневной поверхности. Напротив, на площади Харбейского молибденитового месторождения титан устанавливается в горных породах верхних и нижних горизонтов, которые здесь даже более перспективны.

Для ряда молибденитовых рудопроявлений и особенно для Саль-Тальбинского месторождения характерным околожильным изменением является биотитизация, сосредоточенная вдоль кварцево-молибденитовых рудных тел и в зальбандах молибденоносных жил гранит-аплитов. В последнем случае короткоаблитчатый биотит входит в состав гранит-аплитов, которые, по данным В.П. Пономарева, соответствуют поздним дериватам микроклиновых гранитов.

Биотит обладает рядом характерных особенностей, среди которых примечательна его короткоаблитчатая форма зерен размером до 0,1 мм в поперечнике, весьма малый угол  $2V$  (менее  $5^\circ$ ) и оливково-коричневая до густо-коричневой, почти черной окраска по *Ny*. Аналогичный биотит является неотъемлемой частью микропегматитовых и мелкозернистых гранитов, относимых к раннеордовикскому интрузивному комплексу. Неред-

ко наблюдается развитие такого же биотита в составе крупнозернистых микроклиновых гранитов, особенно в случаях воздействия на них микропегматитовых и мелкозернистых гранитов. От бледно-зеленого биотита крупнозернистых гранитов он отличается окраской, меньшей величиной чешуек и чрезвычайно слабой бауэритизацией, столь характерной для биотита крупнозернистых гранитов. Вместе с этими минеральными ассоциациями часто наблюдается поздний золотисто-коричневый биотит, обрастающий оливково-коричневый биотит, проникающий по трещинам в крупные чешуйки биотита крупнозернистых микроклиновых гранитов.

На площади развития рудных проявлений Няровейской металлогенической подзоны наблюдается оливково-коричневый и золотисто-коричневый биотит в уже указанных соотношениях. Последний свойствен рудным проявлениям средних температур, первый чаще встречается в более высокотемпературных образованиях, но тот и другой, как видно, генетически связаны с микропегматитовыми и мелкозернистыми гранитами.

Генетическое родство рудных скоплений с мелкозернистыми и микропегматитовыми гранитами доказывается также связью околорудной серицитизации с поздними дифференциатами гранитоидов раннеордовикского комплекса. Серицитизация (мусковитизация) является одним из самых широких процессов околорудных изменений, устанавливаемых на площади рудопроявлений различных генетических типов. Рудные молибденитовые тела Немур-Юганского скарнового месторождения связаны с площадью развития мусковитовых гнейсов и отсутствуют там, где эти гнейсы ограниченно распространены или слабо проявлена серицитизация. Серицит входит в состав рудных тел, образуя чаще „струи“ и полосы вдоль зальбандов или, реже, ассоциируя непосредственно с рудными минералами. Кварцевые галенитовые и сфалеритовые жилы у контактов также сопровождаются серицитизацией. Серицит нередко вместе с эпидотом и хлоритом образует желваковидные скопления, особенно на участках пережимов рудных жил и в местах их выклинивания.

Кроме того, серицитизация и мусковитизация тесно связаны с экзоконтактовыми изменениями микроклиновых гранитов раннего ордовика. Детальные исследования их экзоконтактовых ореолов (Охотников, 1955) свидетельствуют о развитии здесь широких полос серицитизации и мусковитизации и возникновении на таких участках мусковитовых гнейсов. Гнейсы эти особенно широко развиты там, где раннеордовикские микролиновые граниты замещаются мелкозернистыми гранитами или в них проникают микропегматитовые граниты. Вне площади распространения последних мусковит (серицит) в виде „струй“ и прожилков развит в микро-

клиновых гранитах или во вмещающих их горных породах, нередко ассоциируя с кварцем и альбитом и входя в состав мелкозернистой ткани.

Таким образом, на территории Няровейской металлогенической подзоны генетическая связь рудных образований с микропегматитовыми и мелкозернистыми гранитами раннего ордовика ныне не вызывает сомнения. Естественно поэтому, что пространственная обособленность микропегматитовых и мелкозернистых гранитов на территории мобильной части Хадатинско-Ханмейской структурно-фациальной подзоны является одной из главных причин сосредоточения генетически связанных с ними рудных скоплений в пределах Няровейской металлогенической подзоны.

### Западная металлогеническая зона мышьяковистых руд

По пространственному положению зона распространения мышьяковистых руд соответствует Западной структурно-фациальной зоне. От Восточной она отделена Западным глубинным разломом и сопряженной с ним Усинско-Байдарацкой металлогенической подзоной. Западная граница зоны не установлена. Ее возможное положение — у основания западного склона Полярного Урала, вдоль предполагаемого Карского разлома.

Зона охватывает сложный структурный комплекс, состоящий из изолированных древних поднятий и развитых между ними линейных складок. На ее территории выделяются две металлогенические подзоны: Оченырдно-Манитанырнская медно-мышьяково-золотая и Изъяхойская свинцово-медно-оловянная.

По постоянному присутствию мышьяка в рудопроявлениях и намечающейся генетической связи оруденения со средне-позднеордовикскими субинтрузиями к этой же металлогенической зоне отнесена Усинско-Байдарацкая цинково-серебро-свинцовая металлогеническая подзона, хотя по времени, условиям залегания и составляющему ее комплексу отложений она принадлежит Восточной структурно-фациальной зоне.

Усинско-Байдарацкая позднекембрийско-ордовикская цинково-серебро-свинцовая металлогеническая подзона. Узкой полосой эта подзона вытянута вдоль Западного глубинного разлома, является пограничным образованием, расположенным между крупными Восточной и Западной металлогеническими зонами, вследствие чего заимствует черты как той, так и другой. Подзона форми-

ровалась в виде узкого шовного прогиба, возникшего, очевидно, на границе кембрия и ордовика к западу от Полярно-Уральского поднятия. В сложении ее главное значение принадлежит отложениям верхней части разреза орангской и верхнебайдарачкой свит. Они собраны в крупную синклиналиную структуру, вытянутую в меридиональном направлении на протяжении свыше 200 км по восточной стороне Западного глубинного разлома. Форма и положение этого прогиба вдоль западной границы унаследуются в течение ордовика и силура. Заложение его сопровождалось развитием большого количества продольных и реже поперечных расколов. В зонах продольных разломов развиты гипербазиты, габбро, габбро-диабазы, диоритовые порфириды и плагиограниты. Внедрение их происходило в период от раннего ордовика до силура. При этом время формирования габбро и габбро-диабазов соответствует эпохе ранне-среднеордовикского оформления прогиба. С инверсией его в силуре, по-видимому, связаны интрузии диоритов и плагиогранитов.

Общая ширина Усинско-Байдарачкой металлогенической подзоны 4-8 км. На севере подзона протягивается в истоки рр. Байдараты и Хууты. На юге, в среднем течении р. Б.Пайпудыны, не исключается замыкание ее продуктивной части в связи с пересечением устойчивых северо-западных дифференцированных поднятий.

Перечисленные выше интрузивные проявления сосредоточены среди отложений орангской свиты, представленной карбонатно-терригенной толщей. Эта благоприятная среда играет немаловажную роль в локализации оруденения, хотя, по имеющимся сведениям, главное значение в контроле рудных тел отводится дизъюнктивным нарушениям. Большая часть их является крупными трещинами оперения Западного глубинного разлома.

На площади Усинско-Байдарачкой металлогенической подзоны расположены Саурейская группа свинцовых, цинковых, медных и сурьмяных месторождений, а также несколько мелких рудопроявлений свинца, меди и мышьяка, сосредоточенных вдоль Западного глубинного разлома. В шлиховых пробах известна киноварь и, хотя она в коренных проявлениях до сих пор не обнаружена, поиски ее в этой подзоне представляются весьма целесообразными.

Подавляющая часть рудных образований как крупных, так и мелких является продуктами деятельности гидротермальных растворов. В зальбандах жил нередко наблюдается метасоматическое замещение терригенно-карбонатных отложений, обуславливающее сложную конфигурацию рудных образований. Судя по минеральному составу руд и достаточно широко развитому околорудному метасоматическому замещению вмещаю-



находились в прямой зависимости от условий формирования Западной структурно-фациальной зоны.

Изъяхойская средне-позднеордовикская свинцово-медно-оловянная металлогеническая подзона. Расположена эта подзона к западу от Усинско-Байдарацкой и соответствует Пайпудынскому прогибу в области выполнения его эффузивно-туфо-сланцевыми отложениями изъяхойской свиты. Заложение подзоны и дальнейшее ее развитие совершалось за короткое время. Начальные этапы формирования подзоны совпадали с периодом накопления лав среднего и основного состава, а также их туфов в среднем и позднем ордовике. Эффузивные покровы формировались в узком прогибе, возникающем к западу вдоль Западного глубинного разлома. Конечные этапы соответствовали излияниям лав кислого состава и связанным с ними субвулканическим интрузиям кварцевых порфиров и фельзит-порфиров.

Рудная минерализация, представленная проявлениями свинца, цинка, меди, мышьяка и олова, находится в тесной связи с субвулканическими интрузиями кварцевых порфиров. Многочисленные мелкие кварцевые жилы с галенитом, сфалеритом, халькопиритом и изредка молибденитом располагаются в теле мелких интрузий или в экзоконтактах их, будучи тесно связаны с трещинами и маломощными зонами брекчирования, секущими как интрузии, так и вмещающие их толщи. Естественно поэтому, что границы металлогенической подзоны полностью соответствуют контурам распространения эффузивно-туфосланцевых отложений изъяхойской свиты. Общая ширина подзоны достигает 2-3 км, расширяясь на севере, в районе Изъя-Хойского гребня, до 3-4 км. На юге подзона замыкается в средней части хр. Манита-Нырד одновременно с выклиниванием здесь образований изъяхойской свиты.

На территории металлогенической подзоны известны мелкие непромышленные рудные тела жильного типа с галенитом, сфалеритом и халькопиритом. Жильная масса в них представлена либо кварцем, либо баритом. Вместе с указанными минералами обычно присутствует примесь серебра, золота, мышьяка, сурьмы и висмута. Олово в промышленных содержаниях обнаружено вне связи с указанными выше кварцевыми и баритовыми жилами. Концентрации его возникали вдоль контактов субинтрузивных кварцевых порфиров и фельзит-порфиров, увязываясь с зонами брекчирования и повышенной трещиноватости вмещающих и интрузивных горных пород. Это обусловило широкое распространение оловянной минерализации, которая с помощью литогеохимического опробования установлена на площади всей металлогенической подзоны.

Оченырдыско-Манитанырдыская ордовикско-силурийская медно-мышьяково-золотая металлогеническая подзона. Охватывает подзона территорию почти всей Западной структурно-фациальной зоны, за исключением описанной выше Изьяхойской металлогенической подзоны. Площадь ее приурочена к крупным древним Манитанырдыскому и Оченырдыскому островным поднятиям и расположенным между ними более мелким антиклинальным сооружениям с ядрами, сложенными терригенно-вулканогенными толщами бедамельской свиты. Окончательное моделирование этих поднятий, как и создание ряда линейных антиклинальных складок в отложениях нижнего и среднего ордовика, завершилось в силуре-раннем девоне. По-видимому, с этими же движениями увязывалось внедрение мелких интрузий плагиогранит-порфиров и диоритовых порфиритов, интрузирующих отложения хыдейской свиты нерасчлененного нижнего и среднего ордовика.

Плагиогранит-порфиры, диоритовые порфириты и кварцево-арсенопиритовые жилы тяготеют к одним и тем же мелким дизъюнктивным нарушениям или к зонам трещиноватости горных пород. Обычно здесь же устанавливается медь. Арсенопирит, золото и халькопирит известны также на значительном удалении от указанных интрузий. Золото в небольшом количестве обнаруживается при анализе почти каждой протолочной пробы, отбираемой из кварцевых жил или зон прокварцевания, независимо от того, являются ли вмещающими древние доордовикские или ранне-среднеордовикские отложения. Содержание золота зависит обычно от количества ассоциируемого с ним арсенопирита, в рудопроявлениях которого нередко присутствуют висмут, молибден и вольфрам, а также сурьма. Вместе с золотом находится серебро, которое по содержанию обычно ему подчинено в отличие от месторождений Усинско-Байдарацкой металлогенической подзоны. Минералы, содержащие вольфрам, весьма часто встречаются в составе шлиховых проб, особенно вблизи зон омятия и перетирания горных пород.

В северном замыкании Манитанырдыской брахиантиклинали В.И.Ждановым установлены вкрапленные медные руды в диоритовых порфиритах. Медь присутствует в значительных концентрациях, халькопирит (минерал-спутник в рудопроявлениях других подзон) играет здесь роль ведущего компонента. На этой же площади шлиховым опробованием установлена самородная медь. Все это свидетельствует о высокой перспективности подзоны.

## Субширотные (поперечные) металлогенические подзоны

Особое положение в металлогеническом районировании Полярного Урала занимают Лонгот-Юганская и Собская редкометалльные металлогенические подзоны. Каждая из них увязывается с развитием своеобразных гранитов и гранитизации в период позднепалеозойского тектоно-магматического этапа. Гранитизация охватывает уже консолидированное Полярно-Уральское поднятие, которое в это время испытывало внегеосинклинальную эволюцию, связанную с энергичными движениями в расположенной восточнее Ангальско-Березовской геосинклинали. Здесь развивались блоковые перемещения и обновлялись главным образом субширотные разломы. По данным геофизических исследований, они прослеживаются в сторону Западно-Сибирской низменности, где в позднем палеозое формировались крупные Ангальский и Березовский гранитные батолиты, являвшиеся, по-видимому, источниками магматических флюидов, отток которых в сторону Урала осуществлялся вдоль субширотных разломов. Об этом свидетельствуют концентрация в зонах разлома позднепалеозойских гранитов и сопровождающая их гранитизация.

Таким образом, обе подзоны накладывались на сформированную ранее субмеридиональную Восточную металлогеническую зону, пересекая ее почти под прямым углом. Рудные образования здесь представлены редкометалльной минерализацией, не известной ни в одном из рудопроявлений более древних металлогенических подзон.

Лонгот-Юганская позднепалеозойская редкометалльная металлогеническая подзона. Обособлена эта подзона в пределах одноименной поперечной складчатой структуры и ограничена на севере и юге Сядата-Ягинским и Лонгот-Юганским субширотными разломами. На западе вдоль глубинного разлома она граничит с отложениями ордовика. Восточная граница имеет более сложную конфигурацию, обусловленную связью с несколькими подновленными ветвями Восточного глубинного разлома.

Заложение подзоны как элемента структурного плана Полярного Урала намечалось на границе накоплений няровейской и орангской свит в байкальскую орогеническую эпоху в связи с обособлением крупных островных поднятий и возникшего между ними Лонгот-Юганского пролива. Инверсия его в раннем ордовике сопровождалась формированием крупной поперечной антиклинальной структуры, внутри которой сосредоточивались наиболее значительные массивы микроклиновых гранитов. Сами по себе эти движения и связанное с их завершающими этапами внедрение гранитов не имеют прямого отношения к позднепалеозойской

редкометальной минерализации. Однако возникшие в это время тела микроклиновых гранитов, особенно наиболее крупные из них, являются чаще всего коллекторами редкометальной минерализации. Как полагает Ф.Р.Апельцин и сотр. (1967), метасоматические позднепалеозойские процессы наиболее полно достигают состояния эвтектического плавления при локализации их в зонах нарушений более ранних гранитов и гранито-гнейсов. В это же время закладывались Сядата-Ягинский и Лонгот-Юганский разломы, осложняющие крылья формирующейся поперечной антиклинали. Несомненное подновление их происходило затем в позднем палеозое, так как именно вдоль них, особенно вдоль Лонгот-Юганского разлома, наблюдаются энергично проявленные процессы метасоматического замещения раннеордовикских гранитов и группируется подавляющее количество редкометальных рудопроявлений. Лонгот-Юганский разлом является более ярко проявленной структурой, проникающей на более глубокие горизонты и протягивающейся дальше на восток, в область становления позднепалеозойских очагов. Этому соответствует выражение его в рельефе в виде вертикально поднятых уступов с массой „зеркал скольжения“ и интенсивной хлоритизацией окружающих горных пород.

Сядата-Ягинский разлом выражен менее отчетливо. Тем не менее к узлу пересечения его с ветвью Восточного глубинного разлома тяготеют позднепалеозойские граниты. Возможно, что узлы пересечения поперечных Сядата-Ягинского и Лонгот-Юганского разлома с Восточным меридиональным разломом, закрытые мощным покровом рыхлых отложений, окажутся наиболее перспективными участками металлогенической подзоны.

Среди выявленных позднепалеозойских рудопроявлений и месторождений наиболее широкое распространение установлено только для редкометальных альбититов, формировавшихся в ранних стадиях рудного метасоматического процесса. Минералы других ассоциаций не образуют значительных скоплений и обычно локализуются в мелких трещинах, секущих уже апогранитные метасоматиты. Наиболее часто здесь встречаются вольфрамит, шеелит, молибденит, сфалерит, галенит и пирротин. В составе редкометальных альбититов в небольших количествах присутствует также олово. Очевидно, к рудопроявлениям этой же эпохи относятся некоторые пегматиты горы Слюдяной в Марункеуском массиве, особенно та их часть, которая содержит акцессорные редкие металлы и связана с позднепалеозойскими гранитами в бассейне р. Нягар-Нео-Шора.

Собская позднепалеозойская редкометально-медная металлогеническая подзона. Изучена подзона весьма недостаточно. Южная граница ее очерчена резким уступом в рельефе, совпадающим с

северным контактом гипербазитов массива Рай-Из. Северная граница в достаточной мере условна и проводится по линии перегиба слоев горных пород от северо-западного к северо-восточному простиранию. В области пересечения ею зоны Центрального глубинного разлома подзона глубоко вдается на северо-восток в Няровейскую металлогеническую подзону, поскольку редкометалльная минерализация распространяется здесь в субмеридиональном направлении, вдоль ослабленных зон.

Сравнительно редкие и мелкие проявления редкометалльной минерализации, как и в Лонгот-Юганской подзоне, увязываются с крупными телами микроклиновых гранитов, испытавших позднепалеозойское метасоматическое замещение, вплоть до появления широко развитых альбититов. Однако здесь не выражена отчетливая приуроченность их к поперечным дизъюнктивным швам. Возможно, что такие структуры относятся к числу скрытых, не выясненных до сих пор наземными исследованиями. По-видимому, слабое проявление поперечных расколов объясняет малые размеры известных рудопроявлений и низкие непромышленные концентрации полезных элементов.

Медь, наоборот, достаточно отчетливо тяготеет к южному крылу Собской антиклинали, где рудопроявления располагаются вдоль контакта с гипербазитами массива Рай-Из, в отложениях орангской свиты. Медная сульфидная минерализация связана с согласными зонами интенсивного окварцевания и развития альбитово-хлоритовых и актинолит-хлорито-альбитовых сланцев.

Проявление альбитизации, очевидно, свидетельствует о генетической связи ее с развитием позднепалеозойских метасоматических альбититов. Не противоречит этому и наблюдаемое воздействие сульфидных растворов на силуро-раннедевонские гипербазиты, а также обнаружение медной минерализации в палеонтологически охарактеризованных толщах раннекаменноугольного возраста. Видимо, по этой причине минералогические ассоциации медных и редкометалльных рудопроявлений имеют сходный состав и представлены, кроме ортита, сфалеритом, молибденитом, галенитом, пирротином, халькопиритом, пиритом, а также золотом и серебром. Установленные в составе минерализованных зон никель и кобальт заимствованы, видимо, из рядом расположенных гипербазитов. Для медной минерализации части проявлений, пространственно не связанных с нижнекаменноугольными отложениями, не исключено генетическое родство с более ранним средне-позднедевонским магматизмом.

Известные рудопроявления меди вследствие малой мощности рудных тел и низких содержаний полезных компонентов не представляют практической ценности. Однако в южном крыле Собской антиклинали в пределах распространения медных

проявлений устанавливается нарастание интенсивности гидротермальных процессов к западу.

В этом же направлении увеличиваются мощность и количество колчеданных залежей. Эти сведения дают основание считать более перспективной западную часть Собской антиклинали, где вполне вероятны проявления меди, увязывающиеся с зоной Западного глубинного разлома. Естественно, что в этом случае формирование их может оказаться более ранним, чем указанный здесь возраст подзоны, или же еще раз подтвердится позднепалеозойское подновление разлома, входящего здесь в сферу проявления поздних движений в пределах Лемвинской структурно-фациальной зоны.

### Закономерности размещения эндогенных месторождений на территории металлогени- ческих подзон

Рудные месторождения и проявления в металлогенических подзонах образуют довольно индивидуализированные сгущения, отделенные друг от друга участками с крайне убогим проявлением оруденения или даже практически свободным и от него. Так, для Няровейской (Харбейской) сурьмяно-свинцово-молибденовой металлогенической подзоны указывались четыре рудных района, в пределах которых месторождения и проявления связаны единством приуроченности к определенному структурному или литологическому подразделению. Особенно наглядно такая зависимость выражена для группы молибденовых месторождений Харбей-Ханмейского района, где минерализация молибдена сосредоточена в меридионально вытянутой Харбей-Ханмейской антиклинальной складке, а в долине р. Лонгот-Югана - в крупной поперечной антиклинальной структуре. На площади Усинско-Байдарацкой цинково-серебро-свинцовой металлогенической подзоны рудные скопления сконцентрированы в зоне Западного глубинного разлома, но лишь на определенных участках.

Аналогичная закономерность подмечена в Оченырдыско-Манитонырдыской медно-мышьяково-золотой и в Изъяхойской свинцово-медно-оловянной металлогенических подзонах.

Столь ярко проявленная обособленность рудных районов и рудных узлов, как видно, находится в тесной зависимости от внутреннего строения тектонических подзон, что в свою очередь объясняется условиями их инверсионного развития и последую-

шим усложнением. Чаще всего сосредоточение рудных месторождений и проявлений отмечается в областях развития интрузивных комплексов, соответствующих им по возрасту, вдоль складчатых положительных структур и разломов, в пределах которых локализируются отдельные, но одновременно действующие металлоносные центры. Немаловажную роль, очевидно, играет фактор литолого-стратиграфической приуроченности месторождений.

### Связь месторождений и рудопроявлений с областями развития интрузивных образований

Указанное выше генетическое родство оруденения с теми или иными магматическими формациями, естественно, уже предопределено наличием между ними пространственной связи. Издавна для месторождений Няровейской (Харбейской) сурьмяно-свинцово-молибденовой металлогенической подзоны различные авторы указывали на отчетливую пространственную связь с раннеордовикскими микроклиновыми и микропегматитовыми гранитами. Она выражена в том, что оруденелые участки и гранитоиды располагаются в тесном сообществе в Немур-Юганской, Харбей-Ханмейской и многих других меридиональных складчатых структурах. Между ними, на площади синклинальных прогибов, гранитоиды и рудопроявления обычно отсутствуют или развиты весьма ограниченно. В меридиональных складках максимальное развитие гранитоидов и связанное с ними оруденение наблюдаются лишь в определенных узлах, обусловленных чаще всего пересечением меридиональных и поперечных складчатых структур.

Весьма показательна пространственная связь раннеордовикских гранитоидов и рудопроявлений в субширотных складчатых структурах. В Лонгот-Юганской поперечной складке находят свое место не только наиболее крупные тела гранитоидов, но и Немур-Юганское, Лонгот-Юганское, Тальбей-Шорское, Кось-Тальбейское молибденовые и многие другие месторождения и рудопроявления. К югу от нее в более мелкой поперечной складке расположены Харбейские молибденовое и свинцовое месторождения, а также раннеордовикские микропегматитовые граниты.

Во всех перечисленных случаях рудопроявления и месторождения молибдена, оцинца, цинка в Няровейской металлогенической подзоне тесно связаны с зонами экзоконтактовых ореолов раннеордовикских гранитов. Полевовшпатово-амфиболовые, мусковитовые и другие разновидности инъекционных гнейсов

возникают чаще на участках выклинивания согласных пластообразных интрузий гранитоидов (Охотников, 1955). Здесь группируется большая часть месторождений и рудопроявлений. Лишь незначительное количество их располагается вдоль боков интрузивных залежей.

Известны случаи скопления рудной минерализации в непосредственной близости к гранитам или в весьма незначительном удалении от них. На площади Лонгот-Юганского молибденового месторождения жилы появляются в полевошпатово-амфиболовых гнейсах на расстоянии 100-150 м от контакта с гранитами. Здесь же и на площади Саль-Тальбинского месторождения отмечается вкрапленность молибдена в гранит-аплитах. Кроме того, известны случаи расположения скоплений молибденита (Бадья-Юганское и Ханмейское месторождения) на весьма значительном удалении от интрузий гранитов (3-4 км).

Рудные молибденитовые жилы Харбейского месторождения расположены на расстоянии 400-500 м к север-северо-востоку от сложной раннеордовикской интрузии, состоящей из микроклиновых и микропегматитовых гранитов (рис.5). Очевидно, не менее удалены они от последних в вертикальном разрезе. Граниты не встречены скважинами, пройденными до глубины 400-450 м. К северо-востоку количество рудных жил и мощность их постепенно сокращаются и на расстоянии 1,2 км от указанных выше гранитов появляются уже скопления галенита, отвечающие более поздней стадии общего минералообразующего процесса.

Приведенные сведения свидетельствуют о намечающейся общей зональности в расположении месторождений и рудопроявлений на площади Няровейской металлогенической подзоны. Как видно, ближе к гранитам расположены месторождения (Лонгот-Юганское, Харбейское) наиболее ранних минералообразующих интервалов. Месторождения с более низкотемпературными рудами, но формирующиеся в течении одной и той же стадии рудного процесса (Ханмейское, Бадья-Юганское), удалены уже на большие расстояния. Рудные образования последующих стадий располагаются еще дальше. Естественно, что в разных районах с различными металлоносными центрами между гранитами и рудопроявлениями могут быть самые различные расстояния.

В Изьяхойской свинцово-медно-оловянной металлогенической подзоне рудопроявления, наоборот, локализируются непосредственно в боковых частях субвулканических интрузий кварцевых порфиров. С удалением от них, судя по данным литогеохимического опробования, интенсивность оруденения резко снижается. Не исключается возможность залегания части рудных жил непосредственно в теле интрузии.

Для рудных месторождений Усинско-Байдарацкой цинково-серебро-свинцовой металлогенической подзоны наблюдается

лишь общая пространственная связь с разнообразными интрузивными проявлениями средне-позднеордовикского и силурийско-раннедевонского этапов. Серпентиниты, габбро, диориты и граниты сконцентрированы на площади Саурейского рудного поля и резко сокращаются по количеству за его пределами. Известно, что серпентиниты иногда экранируют рудные тела; конкретные связи с остальными интрузиями пока не установлены.

Очень надежна и убедительна связь редкометальной минерализации с проявлениями позднепалеозойского магматизма, поскольку возникающие метасоматические альбититы сами являются рудами. Они в свою очередь тесно связаны с очагами раннеордовикских гранитов на площади Лонгот-Юганской металлогенической подзоны.

Для рудопроявлений остальных металлогенических подзон установлены и предполагаются лишь общие связи с магматической деятельностью определенных этапов, но все еще неизвестны, за редким исключением, конкретные взаимоотношения с интрузивными телами.

Связь месторождений и рудопроявлений с меридиональными складчатыми структурами

Помимо указанной выше отчетливой приуроченности гранитоидов и оруденения к крупным антиклинальным сооружениям, для молибденовых месторождений и рудопроявлений Няровейской металлогенической подзоны известна связь с мелкими меридиональными складками. Г.П.Софронов полагает, что подавляющее большинство месторождений и рудопроявлений не приурочено к сводовым частям крупных меридиональных антиклиналей, а локализуется в ядрах более мелких параллельных складок второго порядка, осложняющих крылья главных структур. В качестве особенно благоприятных он указывает участки, расположенные в области периклинального погружения крупных антиклиналей. К таким районам, по его мнению, относится Харбейское рудное поле, расположенное в северо-восточном периклинальном замыкании Харбей-Ханмейской антиклинали. Она является одной из наиболее детально исследованных структур, и на ее примере удобно рассмотреть указанную зависимость.

С Харбей-Ханмейской антиклиналью в последовательности с юга на север увязываются: Ханмейское молибденовое, Верхне-Ханмейское свинцово-цинковое и сурьмяное месторождения,

свинцовое месторождение в долине руч. Ревушего, молибденовые Бадья-Юганское и Харбейское месторождения, а также ряд свинцовых и молибденовых мелких рудопроявлений. Однако детальное изучение автором структуры района свидетельствует о том, что собственно с Харбей-Ханмейской антиклиналью связаны лишь два молибденовых месторождения: Ханмейское и Бадья-Юганское. Оба они, как указывалось ранее, характеризуются весьма незначительными скоплениями руд. Все остальные месторождения, в том числе наиболее крупное - Харбейское, и большинство рудопроявлений расположены на тех участках, где меридиональная антиклиналь осложнена либо поперечной складкой, либо дизъюнктивным нарушением.

Между тем Ханмейское и Бадья-Юганское месторождения расположены на участках, где шарнир Харбей-Ханмейской антиклинали испытывает заметное воздымание. Между этими участками, в области отрицательной ундуляции шарнира антиклинали, в долине руч. Ревушего расположено свинцовое месторождение. К поднятым частям антиклинали тяготеет максимальное количество наиболее крупных в этом районе интрузивных проявлений раннеордовикских гранитов, которые здесь, по данным К.Н.Прядкина, И.Л.Соловейчика и В.Н.Охотникова, являются металлоносными центрами. Все эти положительные факторы отнюдь не меняют очевидную бедность Ханмейского и Бадья-Юганского месторождений, руды которых с глубиной стонуются даже беднее, если судить по данным документации штолен и керн буровых скважин, пройденных на площади Ханмейского месторождения.

Таким образом, на площади Няровейской металлогенической подзоны меридиональные складчатые сооружения, не осложненные поперечными складками и разломами, не являются благоприятными структурами для локализации значительных скоплений руд даже и в том случае, если оруденение приурочено к участкам воздымания шарниров складок.

Однако для площади Оченырдыско-Манитанырдыской медно-мышьяково-золотой-металлогенической подзоны меридиональные складчатые структуры и особенно участки периклинального замыкания их или узлы виргации осей складок являются самыми надежными местами локализации руд наравне с разломами.

### Связь месторождений и рудопроявлений с поперечными складками

В бассейнах рр. Лонгот-Югана, Б.Харбея и Хадаты различные месторождения и рудопроявления расположены вдоль

поперечных складчатых структур, которые вытянуты в почти широтном направлении. Особенно отчетлива приуроченность месторождений к крупной Лонгот-Юганской поперечной складке. Вдоль нее развито оруденение, не только различное по минеральному составу, но и по возрасту. Действительно, наряду с молибденовыми Лонгот-Юганским, Немур-Юганским, Тальбей-Шорским, Кос-Тальбейским месторождениями, свинцовым в долине руч. Магнетитового, железорудным Немур-Юганским месторождениями, генетически связанными с раннеордовикскими гранитами, здесь известна группа позднепалеозойских редкометалльных месторождений и мелкие рудопроявления. Они локализируются либо в своде, либо на крыльях антиклинали, чаще всего там, где намечаются узлы сочленения ее с меридиональными складками или осложнения разломами. С дизъюнктивными дислокациями связаны позднепалеозойские редкометалльные месторождения; в узлах сочленения складок расположены Немур-Юганское и, возможно, Лонгот-Юганское молибденовые месторождения. Характерно крайне ограниченное распространение свинцовых и свинцово-цинковых рудопроявлений. Не исключается, что в соответствии с отмеченной выше вертикальной и горизонтальной зональностью свинцовые и свинцово-цинковые месторождения, более удаленные от рудного источника, в Лонгот-Юганской антиклинали были эродированы вследствие вывода ее ядра в верхние горизонты.

В долине р. Б.Харбея установлена меньшая по размерам поперечная складка. Сжатое ее ядро наблюдается в долине руч. Медного, где с ней увязывается свинцово-цинковое рудопроявление. Рудные жилы и линзы приурочены только в сводовой сжатой части складки, что обусловило им малую протяженность. К востоку складка заметно расширяется, очевидно, за счет вовлечения в нее Харбей-Ханмейской меридиональной антиклинали. В пределах Харбейского рудного поля ширина ее достигает 700-800 м, что соответственно обусловило большую протяженность рудных зон и жил Харбейского месторождения. Повторяя сводовую часть складки, рудные жилы в плане имеют дугообразные очертания с меридиональным до северо-западного простиранием на севере и юго-западным на юге. Как видно, Харбейское молибденовое месторождение приурочено не столько к периклинальному погружению Харбей-Ханмейской меридиональной антиклинали, сколько к поперечной складке, пересекающей ее, что отражено в морфологии рудных зон и жил.

В этой же структуре, но на ее восточном крыле, расположено свинцовое месторождение в долине руч. Молибденитового. Далее к востоку, вдоль ося поперечной складки, в долине р.Б. Харбея известны мелкие рудопроявления молибденита. Как и указанные, рудопроявление в долине руч.Медного и Харбейское

месторождения входят в состав цепи оруденелых участков, вытянутой в широтном направлении.

Кроме месторождений и рудопроявлений, группирующихся в цепи широтного направления, на территории Восточной металлогенической зоны известно множество отдельных рудопроявлений, связанных с поперечными складками. Один из классических примеров — свинцовое месторождение в долине ручья Ревущего (рис. 7) — левого притока р. Бадья-Югана, где рудная жила, залегающая в восточном боку прослоя мраморизованных известняков, повторяет мелкую отчетливую поперечную складку. Максимальная мощность рудной жилы наблюдается в шарнире складки, в крыльях она постепенно сокращается.

На площади Нягар-Нео-Шорского свинцового рудопроявления наиболее мощные кварцево-рудные жилы в северной части рудного поля связаны с мелкими поперечными складками. Эти складки протягиваются на запад, где в долине р. Хадаты, возможно, с ними связаны молибденитовые проявления Саль-Тальбинского рудного поля. Наконец, в поперечной складчатой структуре, еще недостаточно изученной, расположенной в зоне Западного глубинного разлома, на площади Усинско-Байдарацкой металлогенической подзоны сосредоточено Саурейское цинково-свинцовое месторождение, формирование которого увязывается с внедрением средне-позднеордовикских интрузий.

Как видно, большинство рудопроявлений и месторождений, и, что особенно важно, самые крупные из них на площади Восточной металлогенической зоны в Полярном Урале имеют ясно выраженную связь с поперечными складками. Вдоль их осей, поперек меридионально вытянутых складчатых структур, в ряде районов возникали цепи рудопроявлений, ориентированные в широтном направлении.

Роль крупных поперечных складок существенно различна на разных этапах истории развития рудных месторождений Полярного Урала. Они возникали на месте поперечных проливов, с инверсией которых на границе кембрия и ордовика и частью в нижнем ордовике связано формирование как самих складок, так и зон отслаивания и трещиноватости в горных породах. Эти зоны выполнялись раннеордовикскими гранитами, которые сопровождались связанной с ними рудной минерализацией. Поперечные складки являлись „активными структурами“, от особенностей формирования которых зависело расположение гранитов и локализация рудных месторождений. В это же время закладывались разломы, обрамляющие поперечные антиклинали.

В позднем палеозое происходило лишь подновление этих разломов. Сами по себе поперечные складки играли пассивную роль. Однако рудные альбититы развивались преимущественно

по древним гранитам, пространственно тяготеющим к поперечным разломам.

Мелкие поперечные складки не связаны с древними субширотными структурами, заложенными первоначально в виде проливов, и возникали, по-видимому, как отражение крупных. По этой причине они не совершенствовались в позднем палеозое и имели рудоконтролирующее значение, очевидно, только для раннеордовикских месторождений, за исключением тех, которые на границе со смежными зонами вовлекались в более поздние деформации.

### Связь месторождений и рудопроявлений с дизъюнктивными нарушениями

В северной части Полярного Урала установлено множество месторождений и рудопроявлений, непосредственно связанных с разломами в различных металлогенических подзонах. Рудокаллизующими структурами обычно являются мелкие дизъюнктивные нарушения, возникающие в крыльях складчатых меридиональных структур или осложняющие контакты интрузивных залежей. Известны случаи связи оруденения с мелкими разрывами, оперяющими зоны глубинных швов. Однако до сих пор не наблюдалось сколь-либо значительного скопления рудных минералов в самих зонах крупных глубинных дизъюнктивных структур. Видимо, вследствие интенсивной трещиноватости и дробления горных пород зоны их обладали высокой проницаемостью, способствующей свободной циркуляции рудных растворов.

В Усинско-Байдарачкой металлогенической подзоне на площади Саурейского рудного поля рудные жильные тела локализируются в крупных трещинах оперения, развитых между ветвями Западного глубинного разлома. В свою очередь максимальное проявление трещин оперения увязывается с участками, на площади которых зона Западного глубинного разлома испытывает разветвление на две и большее количество мелких разрывов. Здесь же находят свое место и мелкие интрузивные проявления.

Очевидно, наиболее подвижные участки расщепления зоны Западного глубинного разлома особенно благоприятны для локализации интрузивных образований и связанных с ними цинково-серебряно-свинцовых руд в Усинско-Байдарачкой металлогенической подзоне. Они соответствуют линзовидным расширениям зоны разлома, которые к югу от Саурейского месторождения наблюдаются чаще в пределах площадей, заключенных между северо-западными цепями доордовикских поднятий. На участках

пересечения их зона разлома резко сужается до 0.5-1.0 км даже и в том случае, когда зона расположена между слабо проявленными выступами доордовикских отложений. Очевидно, в областях пересечения северо-западных цепей устойчивых древних поднятий ограничены движения вдоль Западного глубинного разлома, в связи с чем эти площади в общем менее перспективны. Повышенный интерес представляют участки линзовидных расширений разлома. К ним относятся районы, расположенные к северо-востоку от Манитаньрдского поднятия в долине ручьев Помпель-Шора и Золотого, а также в истоках р. Б. Усы и к востоку от оз. М.Шучьего.

Весьма важную роль в пространственном размещении оловянной минерализации играют разломы на площади Изъяхойской свинцово-медно-оловянной металлогенической подзоны. Здесь крупные дизъюнктивные швы, сопряженные с зоной Западного глубинного разлома, являются пока еще единственными известными рудолокализирующими структурами. С ними связаны субвулканические интрузии кварцевых порфиров, вдоль контактов которых обнаружены проявления олова. Рудная минерализация и сопровождающие ее окологорные изменения преимущественно сосредоточиваются на участках интенсивного дорудного дробления и перетирания горных пород. Очевидно, разломы испытывали неоднократные подновления.

На остальной части площади Восточной металлогенической зоны связь оруденения с разломами выражена гораздо слабее. Для рудопроявлений Марункеу-Харбейской титаново-медной металлогенической подзоны, по-видимому, наиболее благоприятна приуроченность к участкам развития эруптивной брекчии, весьма мелким согласным нарушениям и зонам повышенной трещиноватости в амфиболитах. Те и другие тяготеют к зоне Центрального глубинного разлома, по-видимому, являющегося для этой площади важнейшей рудоподводящей структурой.

Свинцовое и молибденовое месторождения и рудопроявления на площади Няровейской (Харбейской) сурьмяно-молибденовой металлогенической подзоны предпочтительно локализуются в зонах и трещинах отслоения, возникших при формировании поперечных складок. Однако для Верхне-Ханмейских свинцово-цинкового и сурьмяного месторождений установлена связь с более крупными также согласными дизъюнктивными нарушениями. Кварцево-рудные жилы каждого из них заключают обильную брекчию вмещающих плагиоклаз-амфиболовых гнейсов, свидетельствующую о бесспорно дорудном заложении разломов.

## Литолого-стратиграфический контроль месторождений и рудопроявлений

Подавляющее большинство месторождений и рудопроявлений молибдена, свинца, цинка, сурьмы и меди Восточной, а также мышьяка, свинца, меди и олова Западной металлогенических зон пространственно связаны с областями развития как доордовикских, так и средне-позднеордовикских вулканогенных отложений. Такая зависимость объясняется в первую очередь генетической связью вулканогенных образований с соответствующими им по времени проявления металлоносными интрузивными комплексами. Во-вторых, существенное значение, очевидно, принадлежит резкой контрастности составов эффузивных пород и кислых циркулирующих рудоносных растворов. Немаловажную роль играет также частая перемежаемость различных слоев, что, согласно данным Д.С.Коржинского (1955), является весьма благоприятным фактором для образования и последующей локализации руд. Действительно, в большинстве случаев месторождения и рудопроявления локализуются в сложнопостроенных вулканогенных толщах, представленных частым чередованием туфов, туфопесчаников и лав, среди которых главенствующее значение принадлежит образованиям среднего и основного состава. Особенно показательными в этом отношении являются Саль-Тальбинское и Лонгот-Юганское молибденовые месторождения на площади Няровейской металлогенической подзоны и ряд золото-мышьяковых рудопроявлений в Оченырдыско-Манитанырдыской медно-мышьяково-золотой подзоне. Однако доордовикские вулканогенные толщи в большинстве случаев слагают ядра крупных положительных складок, вследствие чего связь с ними оруденения может быть обусловлена указанной ранее приуроченностью к определенным складчатым структурам.

Очень убедительно и показательно распространение молибденовых месторождений на площади развития плагиоклаз-амфиболовых ортогнейсов и гнейсов в Няровейской металлогенической подзоне. По мнению Г.П.Софронова, молибденовое оруденение избирательно локализуется в указанных гнейсах. С одной стороны, этому способствует высокая трещиноватость плагиоклаз-амфиболовых гнейсов, сжатых в ядре Харбей-Ханмейской антиклинальной складки. С другой — существенное значение имеет состав их, соответствующий среднему ряду магматических образований. Кварцево-рудные жилы и отдельная вкрапленность молибденита обычно наблюдаются в согласных зонах трещиноватости, которые предпочтительно развиваются среди массивных разновидностей гнейсов, содержащих, как правило, повышенное количество темноцветных минералов.

Мезотермальные свинцово-цинковые и особенно свинцовые рудопроявления встречаются среди различных отложений, но относительно крупные скопления свинца и цинка известны только в ассоциации с карбонатно-терригенными отложениями орангской свиты. Эти толщи в последнее время приобретают все более важное рудоконтролирующее значение, особенно средние части ее разреза, насыщенные отдельными горизонтами и линзами мраморизованных известняков, а также известковистыми алевролитами. В линзах и прослоях известняков орангской свиты локализируются месторождения в долине руч. Ревушего и частью в бассейне руч. Нягар-Нео-Шора на площади Няровейской металлогенической подзоны. С известковистыми алевролитами и меньше с отдельными слоями известняков связаны рудные жильные тела Саурейского месторождения в Усинско-Байдарацкой подзоне. Характерной особенностью этого района является довольно интенсивно проявленное метасоматическое замещение рудами не столько известняков, сколько известковистых алевролитов. Последние вследствие их полиминерального состава испытывают предпочтительное и более интенсивное замещение рудами, чему способствует наблюдающаяся в них повышенная трещиноватость. Естественно, что такие горизонты орангской и верхнебайдарацкой свит наиболее благоприятны для формирования мезотермальных свинцово-цинковых и серебряных руд. Судя по данным литолого-фациального анализа отложений этих свит, мощность и распространенность известковистых алевролитов в их разрезах возрастают к северу, что позволяет рассчитывать на дальнейшее продолжение в этом направлении Саурейского рудного поля.

С мраморизованными известняками немурюганской свиты связано метасоматическое молибденовое месторождение. Верхние горизонты его с возможными свинцовыми и цинковыми рудами могли быть уничтожены последующей эрозией в связи с выводом вверх в целом всей Лонгот-Юганской поперечной антиклинали.

Для редкометальных метасоматических руд установлен (Апельцин и др., 1967) надежный литологический контроль вследствие предпочтительной связи их с массивами раннеордовикских гранитов в пределах Лонгот-Юганской металлогенической подзоны.

## УСЛОВИЯ ЛОКАЛИЗАЦИИ РУД НА ПЛОЩАДИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ, ИХ ВАЖНЕЙШИЕ ПОИСКОВЫЕ ПРИЗНАКИ

В подавляющем большинстве месторождений и рудопроявлений, за исключением метасоматических альбититов, руды залегают

в форме жил, линз и мелких прожилков. В Полярном Урале они характеризуются двумя весьма примечательными и отчетливо проявленными морфологическими особенностями.

Первая особенность заключается в том, что жилы или крупные линзы имеют четковидное строение. Каждая из четок отделена от другой либо безрудным интервалом, либо весьма маломощным рудным прожилком. Отдельные рудные линзы чаще всего залегают параллельно и друг над другом, образуя серию сближенных рудных тел. Нередко наблюдается комбинация двух этих случаев, тогда на площади рудного поля фиксируется сложная рудная зона, состоящая из множества коротких, параллельных друг другу жил и линз. Для месторождений Восточной металлогенической зоны протяженность четок достигает 5–10 м, длина рудных жил 20–80 м. Большая протяженность встречается реже, но и в этом случае рудные тела имеют четковидное строение и состоят из множества мелких линз, вытянутых цепью друг за другом.

Вторая морфологическая особенность выражена в том, что рудные жилы или линзы залегают обязательно согласно вдоль субмеридионально ориентированной слоистости или сланцеватости во вмещающих горных породах. Они повторяют изгибы слоев, лишь изредка пересекая их границы. Отклонение от этого общего правила наблюдается очень редко, обычно на участках разветвления рудных жил или в случае сопровождения их мелкими ветвящимися прожилками.

По данным различных исследователей, рудные жилы нередко включают брекчию вмещающих горных пород. Это свидетельствует о приуроченности их к дорудным согласным тектоническим трещинам. Даже в том случае, если тектонические трещины выражены недостаточно ясно, как, например, на площади Немур-Юганского молибденитового месторождения, все же представляется возможным убедиться, что проникновение рудоносных растворов совершалось вдоль хорошо выраженной дорудной согласной зоны интенсивного рассланцевания гнейсов, вмещающих ныне не затронутые рассланцеванием скарново-рудные линзы. Впоследствии рудные тела пересекались пострудными нарушениями, испытывали заметное перетирание в зальбандах, сопровождаемое появлением хлоритизированных „зеркал скольжения“ и обломков самих кварцево-рудных жил. В таких жилах зерна молибденита нередко раздавлены и изогнуты, а кристаллы галенита сильно трещиноваты.

В условиях развития на территории Полярного Урала крупных складчатых структур субмеридиального направления рудные тела, как правило, тяготеют к областям развития поперечных складок; рудные жилы и линзы залегают в сводовых частях и довольно быстро выклиниваются на их крыльях. Длина

рудных тел обычно зависит от ширины складки, а мощность — нередко от степени ее сжатия. Обычно к более сжатым складкам приурочены и жилы с большей мощностью. В случае развития ряда поперечных складок возникают четковидные жилы, каждая четка которых расположена в своде поперечной структуры и подчас соединяется тонкими прожилками, развитыми на крыльях. Не случайно поэтому, что большинство сложных четковидных жил с общим меридиональным простираем имеет в плане вид фестончато-изогнутой линии, расширения которой совпадают с ее изгибами.

Как видно, одним из неперенных условий формирования рудных тел в Полярном Урале являлось создание дорудных согласных субмеридиональных трещин и открытых полостей, способных аккумулировать рудоносные растворы. Трещины эти и особенно максимальное открытие их возникали в замках поперечных складок, которые в свою очередь усложняли крылья меридиональных складчатых сооружений.

Очевидно, отделение (отслаивание) слоев и образование согласных открытых полостей между ними происходило в тех случаях, когда оси меридиональных складчатых структур были подвержены волнообразным изгибам, а на крыльях возникали поперечные складки. В процессе формирования поперечных складок развивались неизбежные межпластовые срывы, вдоль которых происходило смещение слоев, сопровождаемое брекчированием и перетиранием горных пород. Нередко возникали еще более мелкие складки, смещение которых друг относительно друга приводило к формированию сложных трещин; открытые полости их чередовались с участками пережимов. Во всех случаях крупные трещины и выполняющие их жилы сохраняли общее субмеридиональное простираем, отвечающее направлению осей складок главного уральского субмеридионального структурного плана в Полярном Урале. Поперечным складчатым структурам, формировавшимся одновременно с ними, соответствуют лишь частные отклонения от общего простираем рудоносных трещин. Созданные трещины относятся к относительно долго живущим структурам. Они претерпевали многократные деформации, сопровождаемые не только перемещением крыльев, но и заполнением полостей их рудами различных стадий минералообразующего одного или даже, возможно, нескольких процессов.

Максимальное скопление рудных минералов обычно наблюдается в местах расширения рудоносных трещин, перед их пережимом или выклиниванием. Очевидно, повышенные концентрации рудных минералов соответствуют участкам рудных жил, где затруднена свободная циркуляция рудоносных растворов и создавались условия для продолжительного рудоотложения. На Ханмейском, Лонгот-Юганском молибденитовых и многих других

месторождениях такие обогащенные участки рудных жил располагаются в местах крутых и мелких изгибов (в плане) сланцеватости или слоев вмещающих горных пород, собранных в серию мелких волнообразных поперечных складок.

Аналогичные условия „застоя“ рудоносных растворов наблюдаются вблизи дайковых тел диабазов и амфиболитов. На площади Харбейского и Лонгот-Юганского молибденитовых месторождений дайковые тела нередко косо пересекают слоистость. Созданные согласные трещины затухают в них. Возникают диабазовые экраны, затрудняющие дальнейшее продвижение рудоносных флюидов. Естественно, что у контактов с ними, в полостях рудоносных трещин, наблюдаются наиболее богатые участки рудных жил. Они чаще локализируются в южных боках дайковых тел со стороны, обращенной к микропегматитовым гранитам, которые являются, очевидно, источником рудоносных растворов. За дайками лишь изредка фиксируются мелкие прожилки.

Для ряда свинцово-цинковых и молибденовых месторождений устанавливается зависимость между составом рудных жил и их мощностью. Так, в свинцово-цинковом рудопроявлении долины руч. Медного сфалерит присутствует только в более мощных жилах, характеризующихся полосчатой, реже массивной текстурой руд; менее мощные выполнены вкрапленными рудами с халькопиритом и галенитом, но без сфалерита. По-видимому, мощные жилы, испытавшие неоднократные подновления и повторные выполнения рудоносными флюидами, относятся к образованиям более раннего заложения. Маломощные жилы создавались в поздние интервалы рудообразующих стадий, проявленных в ранее сформированных жилах очередным подновлением и созданием новой рудной „полосы“ уже несколько отличного состава.

На площади Харбейского месторождения наиболее мощные рудные жилы выполнены минеральной ассоциацией, состоящей из молибденита, шеелита и пирротина, соответствующих по времени образования ранним турмалиновому и молибденитовому интервалам единой минералообразующей стадии. Менее мощные жилы сложены преимущественно пирротином и халькопиритом, выделяющимися в позднем пирротин-халькопиритовом интервале.

Точно такая же зависимость устанавливается для скарновых молибденовых Немур-Юганского и Кось-Тальбейского месторождений. В каждом из них молибденит присутствует только в наиболее мощных скарновых линзах и обязательно в ассоциации с гранатом и иногда с пироксеном. В маломощных рудных телах молибденита уже нет, отсутствуют здесь также гранат и пироксен или количество их весьма незначительно.

Исходя из приведенных примеров нетрудно сделать вывод, что на площади каждого из месторождений наиболее мощные рудные жилы содержат минеральные ассоциации, соответствующие ранним минералообразующим внутрискладчатым интервалам. Следовательно, высказанное ранее положение о том, что наиболее крупные рудные скопления образованы ранними минеральными ассоциациями каждой из стадий рудообразующего процесса, справедливо не только для отдельных месторождений, но и в целом для всей территории Полярного Урала.

Весьма характерно, что крупные рудные тела и маломощные жилы обладают определенной пространственной обособленностью на площадях многих месторождений. В Харбейском и Немур-Юганском молибденовых месторождениях наиболее мощные рудные тела сосредоточены в центральных частях рудных полей. В пределах Харбейского рудного поля, как указывалось выше, они расположены на расстоянии 400-500 м от массива раннеордовикских микропегматитовых гранитов, являвшихся, очевидно, источником рудоносных растворов. К периферии месторождений наблюдается сокращение мощности рудных жил. Но вместе с этим соответственно изменению мощности изменяется и их внутреннее содержание. Если наиболее мощные рудные жилы Харбейского месторождения в центральной его части выполнены молибденитом, шеелитом и пирротинном, то к периферии они сменяются жильными образованиями, в которых заметно сокращается роль шеелита. Эти жилы соответствуют уже собственно молибденитовому интервалу, выделенному на площади месторождения (рис.6). К северо-востоку, на флангах месторождения, в 300-600 м от его центральной части рудные жилы представлены образованиями третьего позднего пирротин-халькопиритового интервала гипотермальной стадии раннеордовикского минералообразующего процесса. Роль в них молибденита уже ничтожна, но резко возрастает значение халькопирита. В 1.2-1.3 км от гранитов появляются скопления галенита, соответствующие уже следующей стадии; в Харбейском свинцовом месторождении галенит этой стадии тесно ассоциирует еще и с халькопиритом.

Как видно, на площади Харбейского, Немур-Юганского молибденитовых и многих других месторождений достаточно отчетливо проявлено зональное рудопроявление. Минеральные ассоциации каждого последующего интервала одной стадии рудообразующего процесса закономерно удалены от центральной части месторождения и расположены дальше, чем предшествующие им. Еще дальше залегают руды последующих стадий.

Но минеральные ассоциации каждого из интервалов обнаружены в трещинах, отличающихся по времени заложения. Трещины, выполненные поздними образованиями, пересекают ранее

созданные. Следовательно, выделение рудных минералов каждого интервала связано с периодом развития новых трещин. Наиболее крупные из них, выполненные ранними минеральными ассоциациями, тесно связаны с присводовыми частями поперечных складок. Они возникли в период их формирования и отвечают максимальным проявлениям тектонических движений. Последующие движения лишь усложняют создание структуры. В это время трещины выполнялись возникшими позже растворами. Сравнительно низкие температуры этих растворов, видимо, способствовали большему удалению их от рудного источника. Таким образом, зональное рудообразование в Полярном Урале объясняется причинной связью выделений отдельных закономерно изменяющихся во времени порций рудных дистиллятов с тектоническими импульсами, создающими и усложняющими в большинстве случаев поперечные складчатые структуры.

Естественно, что в результате повторных тектонических движений усложнялись и поперечные складки, и ранее созданные рудные жилы. Последние в условиях предпочтительного развития согласных рудовмещающих трещин в Полярном Урале чаще всего претерпевали вторичное приоткрывание. Поздние рудоносные растворы при своем движении выполняли открытые полости, нередко испытывая здесь частичную или полную разгрузку. Возникали сложные телескопированные рудные жилы, одной из весьма примечательных особенностей которых является их полосчатое строение. Особенно часто такие жилы наблюдаются на площадях свинцово-цинковых и свинцовых месторождений (Верхне-Ханмейское, Саурейское, в долинах ручьев Медного и Ревушего и т.д.). Они обычно свойственны центральным частям рудных месторождений и свидетельствуют о связи их с наиболее подвижными присводовыми частями поперечных складок.

Особенности локализации руд в Полярном Урале являются надежными поисковыми признаками. Они относятся к категории структурного контроля, проявленного на фоне региональных закономерностей пространственного размещения эндогенных месторождений. К не менее важным поисковым критериям относятся также оклорудные изменения вмещающих горных пород. В числе их особенно характерны серицитизация, эпидотизация и биотитизация. Турмалинизация, флюоритизация, хлоритизация, окварцевание и карбонатизация менее проявлены и свойственны лишь определенным этапам рудогенерирующих процессов.

С е р и ц и т з а ц и я проявлена на площади различных структурно-металлогенических подзон. Развитие ее совпадает с внедрением поздних дифференциатов интрузивных комплексов. Формирование высоко-, средне- и низкотемпературных гидротермальных месторождений сопровождалось развитием серицитиза-

ции, которая нередко продолжалась в условиях проявления наиболее поздней карбонатизации. Соответственно этому в ряде месторождений устанавливается неоднократное наложение серицитизации. Она проявлена обычно в развитии мелких чешуек слабо-зеленоватой слюды, которые чаще группируются в виде „струй“ и полос. На площади Харбейского молибденового месторождения они широко распространены на расстоянии 0,5–0,8 км по простиранию от области выклинивания рудных тел. С приближением к ним количество серицита возрастает до 15–20% состава вмещающих плагиоклаз–амфиболовых гнейсов. В результате здесь возникают слюдястые разновидности гнейсов, известные также, но менее распространенные на площадях Ханмейского, Верхне–Ханмейского и других молибденовых и свинцово–цинковых месторождений. Характерно, что вместе с серицитом и мусковитом в составе гнейсов наблюдается молибденит. Он тесно ассоциирует со слюдами и располагается в их струйчатых агрегатах.

В большинстве случаев интенсивная серицитизация сопутствует развитию оруденения с повышенными концентрациями металлов. Показательно, что на участках широкого распространения ее наблюдаются рудные жилы максимальной мощности. На площади Немур–Юганского молибденового месторождения с сокращением содержания серицита во вмещающих горных породах резко убывает количество молибдена, одновременно уменьшается мощность рудных залежей и сопровождающих их прожилков. Касситерит, арсенопирит, сфалерит, галенит и другие рудные минералы на правом берегу р. Б.Пайпудыны в Изьяхойской металлогенической подзоне установлены только в зонах серицитизации, локализованных в дизъюнктивных структурах. Совершенно аналогична связь серицитизации и оруденения в Верхне–Ханмейском свинцово–цинковом и в Саурейском цинково–серебро–свинцовом месторождениях, а также в медных рудопроявлениях долин рр. Соби и Б.Харбея.

Эпидотизация более характерна Марункеу–Харбейской титаново–медной и Няровейской сурьмяно–свинцово–молибденовой металлогеническим подзонам. Она сопутствует развитию эруптивной брекчии и локализуется в области проявления титановой и медной минерализации. Особенно характерны ее проявления в кварцево–халькопиритовых и кварцево–халькопирит–молибденитовых жилах. На площади развития плагиоклаз–амфиболовых ортогнейсов в Няровейской подзоне она является надежным признаком проявления молибденового оруденения. Нередко кварцево–эпидотовые жилы и прожилки содержат вкрапленность ильменита, халькопирита и молибденита. В областях развития скарновых молибденовых и свин-

цовых месторождений эпидотизация выражена в появлении жил эпидотитов, нередко содержащих столь густую вкрапленность рудных минералов, что они сами являются рудными телами.

**Биотитизация** свойственна преимущественно высокотемпературным образованиям. Особенно характерна она для рудных тел Саль-Тальбинского молибденового месторождения. Короткотаблитчатый биотит присутствует одновременно как в жилах гранит-аплитов, так и во вмещающих горных породах. Околожилные изменения выражены интенсивным развитием биотита, образующим слюдяные оторочки мощностью до 10-15 см. В случаях выклинивания жил они соединяются. Поэтому рудоносные жилы гранит-аплитов сменяются по простиранию зонами биотитизации, протяженность которых измеряется первыми десятками метров. Линейная вытянутость их и предпочтительная приуроченность к мелким разрывам представляет возможность хорошо проследить рудные зоны. В измененных околожилных породах биотит обычно ассоциирует с альбитом и амфиболом. Нередко вдоль молибденоносных жил гранит-аплитов формировались амфибол-альбит-биотитовые породы, содержащие вкрапленность молибденита.

Сфалерит-галенитовые жилы на площади Няровейской и Усинско-Байдарацкой металлогенических подзон сопровождалась развитием позднего биотита, представленного длинноигльчатymi зернами и радиально-лучистыми агрегатами. Относительно повышенные концентрации его наблюдаются непосредственно в зальбандах жил, в связи с чем поисковое значение поздней биотитизации менее важно.

**Турмалинизация** сопровождается высокотемпературные кварцево-молибденитовые жилы Харбейского и реже Саль-Тальбинского месторождений. Важная роль ее как поискового признака устанавливается для области распространения оловянной минерализации в Изъяхойской металлогенической подзоне. Касситерит обнаружен в протолочных пробах, отобранных лишь из тех зон, где в кварцевых порфирах наблюдается развитие турмалина.

**Флюоритизация** распространена преимущественно в субширотных (поперечных) металлогенических зонах. Развитие ее свидетельствует о проявлениях фторо-кремнивого метасоматоза, сопровождающего формирование редкометальных альбитов и молибденоносных скарнов.

**Хлоритизация** как процесс околорудных изменений горных пород - явление, развитое локально. Чаще всего наблюдается в связи с формированием кварцево- и сфалерит-

галенитовых жил. Густо-зеленый хлорит сосредоточен в зальбандах их и развит предпочтительно в ассоциации с кальцитом.

О кварцевание — чрезвычайно широко распространенное явление, связанное с проявлениями как разнообразных производных интрузивных комплексов, так и гидротермальных рудных жил. В связи с этим в каждой из металлогенических подзон окварцевание относится к второстепенным поисковым признакам, за исключением площадей с возможным развитием вторичных кварцитов и серицито-кварцевых сланцев.

- Апельцин Ф.Р. Об явлениях реорганизации на примере гранитоидных образований Харбейского блока. - В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, 1969.
- Апельцин Ф.Р., Скоробогатова Н.В., Якушин Л.Н. Генетические черты редкометельных гранитоидов Полярного Урала. М., 1967.
- Бетехтин А.Г. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования. - В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., 1955.
- Бетехтин А.Г. О процессах формирования руд в жильных гидротермальных месторождениях. Там же.
- Бетехтин А.Г. и др. К истории развития учения о рудных месторождениях в нашей стране. - В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. Там же.
- Билибин Ю.А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. М., 1955.
- Билибин Ю.А. Вопросы металлогенической эволюции геосинклинальных зон. Избранные труды. Т. II. М., 1959.
- Верховцев В.А., Лучинин И.Л., Поторчина М.А. Вулканические структуры в образованиях гранито-диабазитовой формации на севере Урала. - В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, 1969.
- Войновский-Кригер К.Г. Два комплекса палеозоя на западном склоне Полярного Урала. - Сов. геология, 1945, № 6.
- Войновский-Кригер К.Г. Ордовик Лемвинской структурно-фациальной зоны (западный склон Полярного Урала). - Бюлл. МОИП, 1960, отд. геол., т. XXXV.

- В о л ь ф с о н Ф.И. Некоторые закономерности размещения эндогенных месторождений различных генетических типов. - Труды ИГН АН СССР, 1955, вып. 162.
- В о л ь ф с о н Ф.И., Л у к и н Л.И. Некоторые вопросы региональной зональности гидротермального оруденения. - В кн.: Вопросы генезиса и закономерности размещения эндогенных месторождений. М., 1966.
- Г а р а н ь М.И. Протерозой и нижний палеозой Южного Урала. - Тр. Горно-геол. инст. Уральск. фил. АН СССР, 1959, вып. 32.
- Г а р а н ь М.И. Докембрий и кембрий Урала. XXI сессия МГК. Докл. сов. геологов, проблема 8. М., 1960.
- Г и н з б у р г А.И. О некоторых группах гранитных пегматитов, образовавшихся в различных геологических условиях, и их оценка. - Разведка недр, 1952, № 2.
- Г о р ж е в с к и й Д.И., К о з е р е н к о В.И. Связь эндогенного рудообразования с магматизмом и метаморфизмом. М., 1965.
- Е в д о к и м о в Ю.Б. Нижний палеозой западного склона Полярного Урала. Сборник статей по геологии Арктики. - Тр. НИИГА, 1959, т. 102, вып. 10.
- З а в а р и ц к и й А.Н. О пегматитах как образованиях, промежуточных между изверженными горными породами и рудными жилами. - В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., 1955.
- З а в а р и ц к и й А.Н. Избранные труды. Т. III, IV. М., 1963.
- И в а н о в а А.М. Протерозой и нижний палеозой северной части Полярного Урала. Совещ. по унифик. стратиграф. схем Урала и соотнош. древних свит Урала и Русской платформы. Тезисы доклада. Свердловск, 1956.
- К а р а ч е н ц е в С.Г., М о л д а в а н ц е в Ю.Е., П е р ф и л ь е в А.С. Новые данные о стратиграфии метаморфических толщ осевой полосы Полярного Урала. - Бюлл. МОИП, 1964, отд. геол., т. XXXIX.
- К и г а й И.Н. О пульсационной теории, стадиях гидротермального минералообразования и зональности оруденения. - В кн.: Вопросы генезиса и закономерности размещения эндогенных месторождений. М., 1966.
- К о ж и н а Т.К. Гранитные интрузии бассейнов рек Большой Харбей и Лонгот-Юган (Полярный Урал). - Тр. ИГЕМ АН СССР, 1958, вып. 21.
- К о ж и н а Т.К., У д о в к и н а Н.Г. Доордовикские гранитные интрузии Приполярного и Полярного Урала. - В кн.: Геология и геохимия гранитных пород. М., 1965.
- К о н д и а й н А.Г. Очерк метасоматических процессов. - В кн.:

Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., 1962.

Коптев-Дворников В.С. Проблема магматической петрографии в связи с формированием гидротермальных месторождений. - В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. - Тр. I Всесоюз. петрограф. совещ. М., 1955.

Коржинский Д. С. Кислотность-щелочность как главный фактор магматических и послемагматических процессов. - В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. - Тр. II Всесоюз. петрограф. совещ. М., 1960.

Кузнецов Ю.А. Основные закономерности тектонического размещения и классификация магматических формаций. Там же. 1960а.

Кузнецов Ю.А. Магматические формации и их классификация. Международный геол. конгресс: XXI сессия. Докл. сов. геологов, проблема 13. М., 1960б.

Лучинин И.Л. О позднебайкальской гранито-липаритовой формации в северной части Центрально-Уральского поднятия. - В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Тр. II Уральск. петрограф. совещ. Свердловск., 1969.

МолдавANCEВ Ю.Е. Особенности проявления интрузивного магматизма на Полярном Урале (пример длительно существующей унаследованной глубинной зоны магматической активности). - В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. Тр. II Всесоюз. петрограф. совещ. М., 1960.

МолдавANCEВ Ю.Е. Магматизм северной части Урала и некоторые черты связанной с ним металлогении. - Тр. I Уральск. петрограф. совещ. Свердловск, 1963.

МолдавANCEВ Ю.Е., Перфильев А.С., Харасков Н.П. Закономерности размещения магматизма и метаморфизма Северного Урала в связи с тектоническими структурами. - Международ. геол. конгресс. XXI сессия. М., 1960.

МолдавANCEВ Ю.Е., Перфильев А.С. Проявление метаморфизма в связи с глубинным разломом на Полярном Урале. - Изв. АН СССР, 1962, № 4.

МолдавANCEВ Ю.Е. Особенности петрологии гранитоидов Харбейского антиклинория (Полярный Урал). - В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Тр. II Уральск. петрограф. совещ. Свердловск, 1969.

- Молдаваницев Ю.Е., Перфильев А.С. Связь магматизма с тектоникой на Северном Урале. Труды 1 уральского петрограф. совещания. Свердловск, 1963.
- Наливкин Д.В. Учение о фациях. Т. I, II. М., 1956.
- Охотников В.Н. Данные полевых наблюдений над экзоконтактовыми изменениями микроклиновых гранитов в центральной горной полосе Полярного Урала. - Матер. IУ геол. конф. Коми АССР, Сыктывкар, 1955.
- Охотников В.Н. Древний вулканизм северной части Полярного Урала. - Сов. геология, 1968а, № 4.
- Охотников В.Н. Западный глубинный разлом Полярного Урала. - Сов. геология, 1968б, № 9.
- Охотников В.Н. Центры древнего вулканизма и метаморфизма в северной части Полярного Урала. - В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, 1969.
- Охотников В.Н. Магматизм Центрально-Уральского поднятия на Полярном и Приполярном Урале. - В кн.: Проблемы магматизма западного склона Урала. Свердловск, 1972.
- Охотников В.Н. Структура и восточная граница северной части Полярно-Уральского поднятия. - Сов. геология, 1973, № 2.
- Парк Г.Ф., Мак-Дормид Р.А. Рудные месторождения. М., 1966.
- Пейве А.В. Тектоника Северо-Уральского бокситового пояса. Бюлл. МОИП, 1947.
- Перфильев А.С. Особенности тектоники севера Урала. М., 1968.
- Перфильев А.С., Молдаваницев Ю.Е. Пример несоответствия метаморфизма в стратиграфии (Полярный Урал). - ДАН СССР, 1960, т. 132, № 6.
- Подсосова Л.А., Митюшева В.С., Охотников В.Н., Караченцев С.Г., Пономарев В.А. Магматизм и металлогения Полярного, Приполярного Урала и Северного Зауралья. - В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, 1969.
- Пронин А.А. Основные черты истории тектонического развития Урала. М., 1965.
- Раабен М.Е. Стратиграфия древних свит Полярного Урала, стратиграфия и тектоническое строение северной оконечности Приполярного Урала. М., 1959.
- Сатпаев К.И. Комплексные металлогенические карты Центрального Казахстана. Металлогенические и прогнозные карты. Алма-Ата, 1959.

- Сергиевский В.М., Петрова И.А. Основные особенности развития тектонических структур, магматизм Урала и закономерности минерализации. Матер. по геол. и полезным ископ. Урала.-Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 86, 1962.
- Сирин Н.А. Геолого-петрографическое исследование Приполярного Урала. - Тр. ГИН АН СССР, 1945, вып. 72, М.
- Смирнов В.И. Об одном случае зонального строения рудных жил. - Вопросы петрографии и минералогии. Т. 1. М., 1961.
- Смирнов В.И. Металлогения геосинклиналей. - В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. У, М., 1962.
- Смирнов С.С. О современном состоянии теории образования магматических рудных месторождений. Избранные труды. М., 1955а.
- Смирнов С.С. К вопросу о зональности рудных месторождений. Там же.
- Софронов Г.П. Новые данные по металлогении Полярного Урала. - Матер. III геол. конф. Коми АССР. Сыктывкар, 1947.
- Софронов Г.П. Протерозой и нижний палеозой Полярного Урала. - Совещ. по унификации стратигр. схем Урала и соотнош. древних свит Урала и Русской платформы. Тезисы докладов. Л. - М., 1956.
- Устиев Е.К. Проблемы вулканоплутонизма. Вулканоплутонические формации. - Изв. АН СССР, 1963, сер. геол., № 12.
- Удовкина Н.Г. О роговых обманках типа каринтина из эклогитов и кварцево-мусковитовых жил южной части хр. Марун-Кеу (Полярный Урал). - Тр. Инст. геол. рудных месторождений АН СССР, вып. 77, М., 1962.
- Удовкина Н.Г. Эклогиты и процессы эклогитизации на Полярном Урале. - В кн.: Физико-химические условия магматизма и метасоматизма. М., 1964.
- Удовкина Н.Г. Марун-Кеуская структура и абсолютный возраст слагающих ее пород. - В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Тезисы докл. II Уральск. петрогр. совещ. Свердловск, 1966.
- Фишман М.В. Геологическое строение и горные породы хребта Сабли (Приполярный Урал). Сыктывкар, 1956.
- Фишман М.В., Голдин Б.А. Альбитизированные и грейзенизированные гранитоиды центральной части Приполярного Урала. - Тр. Инст. геологии. Коми фил. АН СССР, 1962, вып. 3.

- Фишман М.В., Голдин Б.А., Давыдов В.П. Петрохимические особенности гранитоидов Приполярного Урала. - В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Тр. II Уральск. петрограф. совещ., Свердловск, 1969.
- Хабаров А.В. 1945. Полярный Урал и его взаимоотношения с другими складчатыми областями. - Тр. горн. - геол. упр., 1945, вып. 15.
- Херасков Н.П. О выделении зоны предуральских прогибов и зоны западно-уральских краевых поднятий. - Изв. АН СССР, 1948, сер. геол., № 5.
- Херасков Н.П. Геологические формации (опыт определения). - Бюлл. МОИП, 1952, отд. геол., вып. 27, № 5.
- Херасков Н.П. Роль тектоники в изучении закономерностей размещения полезных ископаемых в земной коре. - В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. I. М., 1958.
- Херасков Н.П. Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры. - Тр. ГИН АН СССР, 1963, вып. 91.
- Хрущев Н.А. Молибден. Оценка месторождений при поисках и разведке. Вып. 7, 1951.
- Хрущев Н.А. О вертикальной зональности некоторых рудных месторождений. - Зап. Всесоюз. минер. общ., 1953, № 1.
- Шаталов Е.Н. О металлогеническом районировании. - Геология рудных месторождений, 1959, № 3.
- Шренк А. Путешествие к северо-востоку Европейской России через тундры самоедов к северным Уральским горам. Т. I, Спб., 1855.
- Эрвье Ю.Ю. Некоторые особенности регионального метаморфизма в северной части Полярного Урала. - В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, 1969.

	Стр.
Введение . . . . .	3
Расчленение метаморфических толщ и стратиграфическая последовательность образований . . . . .	6
Эволюция тектонической зональности . . . . .	18
Зона дифференцированных древних поднятий . . . . .	28
Восточная зона . . . . .	30
Хадатинско-Ханмейская подзона . . . . .	31
Усинско-Байдарацкая подзона . . . . .	42
Западная зона . . . . .	43
Западный глубинный разлом . . . . .	48
Восточный глубинный разлом . . . . .	49
Циклы и этапы развития магматизма . . . . .	51
Позднекембрийско-кембрийский магматизм . . . . .	51
Раннеордовикский магматизм . . . . .	55
Средне-позднеордовикский магматизм . . . . .	67
Силурийско-раннедевонский магматизм . . . . .	70
Средне-позднедевонский магматизм . . . . .	71
Позднепалеозойский магматизм . . . . .	72
Генетические типы и особенности рудных месторождений и проявлений Полярного Урала . . . . .	75
Магматические проявления . . . . .	76
Пегматитовые проявления . . . . .	78
Метасоматические месторождения . . . . .	80
Гидротермальные месторождения . . . . .	88
Высокотемпературные месторождения . . . . .	90
Среднетемпературные месторождения . . . . .	106
Низкотемпературные месторождения . . . . .	118

Основные закономерности развития процессов эндогенного рудообразования . . . . .	122
Закономерности пространственного размеще- ния эндогенных месторождений и рудопроявле- ний . . . . .	130
Закономерности размещения эндогенных мес- торождений регионального значения . . . . .	131
Восточная металлогеническая зона без- мышьяковистых руд . . . . .	133
Западная металлогеническая зона мышь- яковистых руд . . . . .	140
Субширотные (поперечные) металлогени- ческие подзоны . . . . .	145
Закономерности размещения эндогенных месторождений на территории металлогени- ческих подзон . . . . .	148
Связь месторождений и рудопроявлений с областями развития интрузивных обра- зований . . . . .	149
Связь месторождений и рудопроявлений с меридиональными складчатыми струк- турами . . . . .	151
Связь месторождений и рудопроявлений с поперечными складками . . . . .	152
Связь месторождений и рудопроявлений с дизъюнктивными нарушениями . . . . .	155
Литолого-стратиграфический контроль месторождений и рудопроявлений . . . . .	157
Условия локализации руд на площади место- рождений, их важнейшие поисковые признаки	158
Литература . . . . .	167

Виталий Николаевич Охотников

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ  
ПОЛЯРНОГО УРАЛА

Утверждено к печати  
Коми филиалом АН СССР

Редактор издательства Т.П. Жукова  
Художник Я.В. Таубвурцель  
Технический редактор В.В. Шиханова  
Корректор Г.А. Мошкина

Сдано в производство и подписано к печати 21/УШ 1975 г.  
Формат 60 x 90 1/16. Бумага № 1. Печ. л. 11 + 1 вкл. (1 п. л.) =  
= 12,00 усл. печ. л. Уч.-изд. л. 11,10. Изд. № 5855.  
Тип. зак. № 683 . М-31811. Тираж 750. Цена 1 р. 28 к.

Ленинградское отделение издательства „Наука“  
199164, Ленинград, В-164, Менделеевская линия, д. 1

---

1-я тип. издательства „Наука“  
199034, Ленинград, В-34, 9 линия, д. 12

1 р. 28 к.

1569

