

А К А Д Е М И Я НАУК С С С Р

ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ,
ПЕТРОГРАФИИ, МИНЕРАЛОГИИ И ГЕОХИМИИ

Выпуск 82



ВОПРОСЫ ИЗУЧЕНИЯ
СТРУКТУР РУДНЫХ ПОЛЕЙ
И МЕСТОРОЖДЕНИЙ



ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР
МОСКВА

1 9 6 2

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ,
ПЕТРОГРАФИИ, МИНЕРАЛОГИИ И ГЕОХИМИИ

Выпуск 82

ВОПРОСЫ ИЗУЧЕНИЯ
СТРУКТУР РУДНЫХ ПОЛЕЙ
И МЕСТОРОЖДЕНИЙ

10942
44251
15244



ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

МОСКВА 1962



С С С Р

ИЗДАТЕЛЬСТВО МОСКОВСКОГО УНИВЕРСИТЕТА

Ответственный редактор

Л. И. ЛУКИН

ВОПРОСЫ ЭКОНОМИКИ

СТРУКТУРА РЫНКА ПОЛИМЕРОВ

И МЕСТОРОЖДЕНИЯ

448/21



ИЗДАТЕЛЬСТВО МОСКОВСКОГО УНИВЕРСИТЕТА

ПРЕДИСЛОВИЕ

При изучении рудных месторождений весьма важную роль играют работы по расшифровке истории формирования их геологической структуры. Особенности структур рудных месторождений зависят от многих причин — от глубины их формирования, тектонической обстановки во время процесса рудоотложения, проявления тектоники в послерудное время и т. д. Вполне очевидно, что рудные месторождения, относящиеся к различным генетическим типам, характеризуются определенными, свойственными им, чертами геологического строения, а также условиями локализации оруденения.

Последний вопрос является весьма важным и в научном, и в практическом отношении. Поэтому вполне естественно желание рудничных геологов и геологов-разведчиков иметь характеристики изученных месторождений, с которыми они могли бы сопоставлять исследуемые ими объекты. В связи с этим после выхода в свет коллективной работы «Основные вопросы и методы изучения структур рудных полей и месторождений» (Госгеолтехиздат, 1960), вторая часть которой посвящена описанию структур отдельных месторождений, многие геологи высказали пожелание, чтобы и в дальнейшем публиковались статьи такого рода. Аналогичные предложения делались и раньше, поэтому ИГЕМ АН СССР решил выпускать специальные сборники, посвященные изучению структур рудных полей и месторождений.

В изучении структур рудных полей и месторождений, помимо исследований, проводимых сотрудниками научных организаций, большую роль играют материалы рудничных геологов и геологов-разведчиков. Эти материалы особенно ценны, поскольку они отражают систематические наблюдения над месторождениями по мере их вскрытия. Поэтому в предлагаемый сборник, наряду со статьями сотрудников ИГЕМ АН СССР и других научных организаций, включены статьи, написанные рудничными геологами и геологами-разведчиками.

В соответствии с научными интересами и характером исследований, проводимых авторами, статьи имеют разную направленность. Некоторые из них посвящены более широким вопросам, в других рассматриваются отдельные детали геологических структур. Вместе с тем все они объединены общим историческим подходом, в основе которого лежит стремление авторов расшифровать структуру рудного поля и месторождения в их развитии, в свете последовательного их усложнения, и имеют целью выяснить взаимодействие различных факторов при локализации оруденения.

Статьи расположены по генетическим типам месторождений. Сборник открывается статьей И. А. Яковлева, в которой на примере одного из медно-никелевых месторождений Печенги показаны многостадийность процесса рудообразования и существенная роль в локализации оруденения тектонических зон, развитых по контактам дифференцированного никеленосного интрузива с вмещающими породами.

В статье Г. Г. Кравченко анализируются структурные условия формирования пегматитовой зоны. Детально рассмотрены перемещения по

трещинам, вмещающим пегматитовую зону, в различные эпохи ее формирования; подмечен интересный факт изменения амплитуды перемещения в разных участках зоны и сделана попытка его объяснения.

В статье Б. В. Кристалного приводится характеристика структур главных рудоносных зон скарнового рудного поля Чорух-Дайрон. Автором показана существенная роль в локализации оруденения дорудной трещинной тектоники рудовмещающих интрузивов и внутриминерализационных движений. Выделены структурные типы зон, различающиеся по истории формирования и по минеральному составу.

Значительная часть статей сборника посвящена характеристике структур гидротермальных месторождений. А. Д. Зиновкин в своей статье рассматривает роль структурных факторов в формировании оловорудного месторождения Эге-Хая, отмечает унаследованность в развитии трещинных структур и связь периодов трещинообразования со стадийностью рудного процесса.

В статье М. Н. Джапаридзе излагаются результаты изучения трещинной тектоники Квайсинского свинцово-цинкового месторождения. Автор показал сложность и длительность формирования месторождения, выявил связь рудовмещающих трещин со складчатостью и определил характер и направление движений по ним в различные стадии процесса оруденения.

В статье В. Д. Баранова описываются своеобразная, сложная структура Греховского полиметаллического рудного поля и контроль оруденения в нем. Рассмотрена своеобразная блоковая складчатость, сопровождаемая будинажем прослоев эффузивных пород; показаны генетическая взаимосвязь сланцеватости, складчатых и дизъюнктивных нарушений и обусловленность их образования крупными разломами; выявлена основная роль дизъюнктивных структур в локализации оруденения.

В статье А. А. Гармаша, А. Г. Посысаева и И. М. Юдина рассматриваются структурные условия локализации рудных тел Золотушинского месторождения на Алтае. Авторами показано, что в размещении оруденения играют роль и складчатые, и разрывные формы дислокаций. В пределах месторождения выявлена структурная зональность, выраженная закономерным изменением по простиранию рудоносной зоны морфологических типов рудных тел.

Две статьи сборника посвящены характеристике структур средне-низкотемпературных урановых месторождений. В статье Н. П. Лаверова, Б. Л. Рыбалова и Л. В. Хорошилова описываются своеобразные, довольно распространенные урановые месторождения, пространственно приуроченные к древним вулканическим аппаратам или молодым субвулканическим интрузивам. На основе анализа большого фактического материала авторы говорят об отсутствии генетической связи между вулканическими образованиями и оруденением; пространственная их связь обусловлена структурными и литологическими факторами.

В статье Б. П. Худякова критически рассматриваются взгляды исследователей на относительную роль структурных и литологических факторов в локализации уранового оруденения. Основываясь на личных наблюдениях, автор пришел к выводу, что структурные факторы играют ведущую роль.

Выпуская настоящий сборник, мы надеемся, что он будет интересен для широких кругов геологов, изучающих рудные поля и месторождения. Вместе с тем мы вновь обращаемся к геологам-разведчикам и рудничным геологам с предложением присылать имеющиеся у них ценные материалы по структурам рудных полей и месторождений, оформленные в виде статей, для возможного их опубликования.

Л. И. Лукин

И. А. ЯКОВЛЕВ

**ОСОБЕННОСТИ СТРУКТУРЫ
ОДНОГО ИЗ МЕДНО-НИКЕЛЕВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
ПЕЧЕНГСКОЙ ГРУППЫ**

В настоящее время накоплен обширный материал по геологии Печенгских месторождений, что позволило подметить ряд структурных особенностей локализации месторождений и установить последовательность формирования их структур. Автор предлагаемой ниже статьи, принимающий участие в исследованиях, проводимых в районе, стремился осветить особенности структуры одного из месторождений Печенгской группы, учитывая при этом все ранее опубликованные материалы по геологии района (Горбунов, 1958; Корнилов, 1959; Н. А. Елисеев и др., 1961).

**КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РУДНОГО РАЙОНА
И МЕСТОРОЖДЕНИЯ**

Печенгские медно-никелевые месторождения расположены на крайнем северо-западе Кольского полуострова. Рудный район находится в пределах Печенгского синклинория и все месторождения приурочены к его северному крылу. Синклинорий, имеющий в плане серповидную форму, с выпуклостью, обращенной на северо-восток, протягивается с северо-запада на юго-восток на 100 км и периклинально замыкается на запад-северо-западе, на территории Норвегии, а на восток-юго-востоке — в районе возвышенности Кучин-Тундра.

С севера и с юга породы, слагающие Печенгский синклинорий, граничат с нерасчлененными нижнеархейскими комплексами слюдяных, гранато-биотитовых и биотитовых гнейсов, мигматитов и гранитов. Северный контакт пород печенгской серии с архейскими гнейсами — нормальный стратиграфический, а южный — тектонический и представлен крутым разломом.

Печенгский синклинорий сложен осадочно-вулканогенными породами печенгской серии верхнепротерозойского возраста, мощностью более 10 км. Эти породы делятся на четыре свиты (начиная с древней) — луастари, сальмиярви, ламмас и порьиташ, которые формировались в течение четырех крупных осадочно-эффузивных циклов. Каждый из этих циклов обычно начинается осадочными породами (конгломераты, песчаники, иногда доломиты, филлитовидные породы) и заканчивается мощной пачкой эффузивов (диабазы, спилиты, туфы, лапиллиевые туфы, туффиты). Осадочные породы в каждом цикле имеют подчиненное значение. Таким образом, породы печенгской серии формировались в обстановке интенсивного прогибания геосинклинальной области, и компенса-

рованность осадконакопления достигалась активной эффузивной деятельностью, с трещинными излияниями базальтовой магмы в подводных условиях, образованием мощных покровов и выбросом пирокластического материала.

Продуктивная толща, к которой приурочены все медно-никелевые Печенгские месторождения, относится к свите ламмас. В строении продуктивной толщи принимают участие филлиты, конгломераты, песчаники, известняки, туфобрекчии, туфы и туффиты. Какой-либо видимой стратиграфической последовательности среди этих литологических разновидностей пород в пределах рудного поля установить не удалось. Наиболее распространенными являются филлиты; другие породы встречаются в виде прослоев и отдельных пачек. Простираение пород продуктивной толщи — запад-северо-западное, средний азимут падения на юго-запад 210° под углом 50° . Истинная мощность продуктивной толщи достигает 800—1000 м.

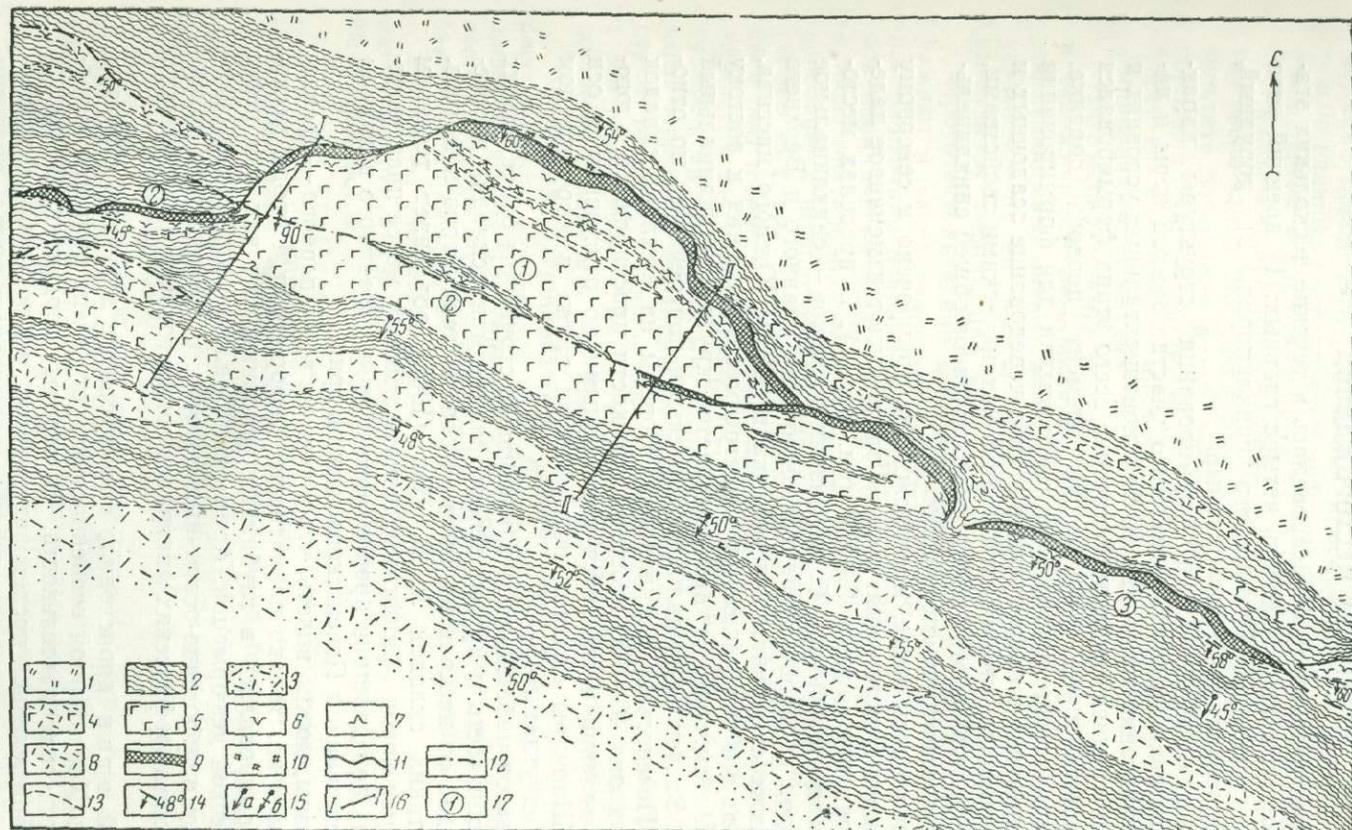
Породы продуктивной толщи сверху перекрываются мощным покровом авгитовых диабазов и диабазовых порфиритов, которые содержат отдельные прослои филлитов, туффитов, вулканических брекчий и туфов. Диабазы относятся к верхней толще свиты ламмас. Мощность покрова — около 1000 м. Контакт диабазов с подстилающими их туфогенно-осадочными породами одни исследователи (Горбунов, 1961) считают тектоническим, а другие (Корнилов, 1959) — нормальным интрузивным. Породы диабазовой толщи изменены процессами первичной сольфатарно-фумарольной деятельности и более поздними наложенными процессами метаморфизма.

Породы продуктивной толщи прорываются дифференцированными пластообразными интрузивами основного и ультраосновного состава. Интрузивы, с которыми связаны сульфидные медно-никелевые месторождения Печенги, залегают согласно с вмещающими породами и приурочены к тектоническим зонам сдвигового характера со средним азимут падения на юго-запад 215° под углом 60° .

В пределах месторождения выявлены три крупных массива дифференцированных ультраосновных и основных пород — Главный, Верхний, Южный и несколько мелких массивов (фиг. 1). Оруденелыми обычно являются ультраосновные породы дифференцированных интрузивов (серпентинизированные перидотиты, пироксеновые оливиниты, пироксениты), основные же (габбро) практически не содержат медно-никелевого оруденения. Ультраосновные породы слагают стратифицированные горизонты у нижнего контакта пластообразной дифференцированной интрузии, а габбро обычно залегают над ультраосновными дифференциатами. Переходы от оливинитов и перидотитов к пироксенитам — резкие, а от пироксенитов к габбро — постепенные.

Оруденение представлено несколькими типами: вкрапленные руды в серпентинитах, брекчиевые и массивные сульфидные руды. Главный интерес представляют вкрапленные руды, тогда как два других типа имеют резко подчиненное значение. Минеральный состав руд простой: пентландит, хлоантит, халькопирит, пирит, магнетит, пирротин.

Кроме дифференцированных интрузивов, в пределах месторождения встречаются отдельные пластообразные интрузивы серпентинизированных перидотитов, габбро, габбро-диабазов, порфировидного и офитового габбро, диабазов. Интрузивы залегают согласно с вмещающими филлитами и имеют средний азимут падения на юго-запад 220° под углом 55° . Эти породы сформировались в течение единого верхнепротерозойского тектоно-магматического цикла. Более древними породами в этом цикле являются габбро-диабазы, а более поздними — диабазы. Дифференцированные интрузивы формировались после габбро-диабазов, но до внедрения силлов диабазов. Внедрение ультраосновных и основных магмати-



Фиг. 1. Схема геологического строения месторождения:

1 — спилитовые диабазы свиты сальмиарви; 2 — породы продуктивной толщи — филлиты с линзами конгломератов и туффитов; 3 — авгитовые диабазы свиты ламмас с прослоями туфов и туфобрекчий; 4 — габбро-диабазы, порфириовидные и офитовые разновидности габбро; 5 — габбро, эссекситовое габбро; 6 — серпентинизированные перидотиты и пироксеновые оливиниты; 7 — пироксениты; 8 — диабазы и диабазовые афаниты; 9 — гидротермально измененные серпентинизированные перидотиты и пироксеновые оливиниты с сульфидной вкрапленностью; 10 — адинолы; 11 — тектоническая зона, местами выполненная оруденелой брекчийей и массивными рудами; 12 — тектонические нарушения; 13 — геологические границы; 14 — элементы залегания пород; 15 — погружение осей складок: а — синклинальных, б — антиклинальных; 16 — линии разрезов; 17 — массивы дифференцированных ультраосновных и основных пород: 1 — Главный массив, 2 — Верхний массив, 3 — Южный массив

ческих пород цикла в туфогенно-осадочные породы продуктивной толщи происходило уже после образования покрова авгитовых диабазов верхней толщи свиты ламмас, т. е. по окончании формирования Печенгского синклинория, в платформенный этап развития территории района.

СТРУКТУРА МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Структура месторождения формировалась в течение нескольких этапов, среди которых можно выделить четыре главных: 1) древний этап формирования структуры Печенгского синклинория, 2) дорудный, 3) этап рудообразования, 4) послерудный.

Первый — древний — этап формирования структуры характеризуется интенсивным прогибанием этого участка земной коры и накоплением вулканогенно-осадочных толщ в континентальных условиях и в условиях моря средней глубины. В течение всего этапа формировался Печенгский синклинорий — структурный элемент первого порядка. В этот этап были заложены основные предпосылки для формирования структур, развившихся в последующие этапы: чередование осадочных и вулканогенных пород, отличающихся физико-механическими свойствами, и определенное залегание этих пород, обусловленное общей синклинальной структурой рассматриваемого района.

Как уже говорилось выше, месторождение приурочено к северному крылу Печенгского синклинория: породы здесь имеют изменчивое падение на юго-запад под углами $45-60^\circ$ (см. фиг. 1). В пределах месторождения выявлены структуры более низких порядков — синклинальное погружение пород в районе западного окончания Главного и Верхнего массивов, а также синклинальная складка в районе Южного массива. Между этими двумя синклиналями в центре месторождения к востоку от линии II—II (см. фиг. 1) прослеживается крутой антиклинальный перегиб пород. Эти складки являются краевыми поперечными по отношению к оси Печенгского синклинория. Породы на крыльях складок имеют углы наклона $40-70^\circ$, а осевые плоскости простираются в юго-западном направлении и являются радиальными по отношению к оси синклинория. Шарниры складок погружаются также в юго-западном направлении под углами $45-55^\circ$.

Среди филлитов наблюдаются пликативные структуры более низких порядков — плйчатость и крутые веерообразные микроскладки волочения с амплитудой от нескольких сантиметров до дециметров и метров. Образование таких складок А. В. Пэк (1960) объясняет течением более пластичных пород (филлитов), зажатых между менее пластичными (диабазами) при действии продольного изгиба, связанного в данном случае с формированием Печенгского синклинория.

Таким образом, можно видеть, что в течение всего первого — древнего этапа имели место только пликативные деформации. Породы месторождения сформировались в глубинных условиях, так как они несут следы пластической деформации. Кроме того, наличие вторичных сланцеватых текстур в туфогенно-осадочных породах и совершенная ориентировка в них метаморфических минералов также говорят о глубинности процесса.

Во второй этап происходило формирование дорудных структур месторождения. Характерной особенностью этого этапа является интенсивная магматическая деятельность. В породы продуктивной толщи внедрялись в определенной последовательности габбро-диабазы, дифференцированные интрузии ультраосновных и основных пород, интрузии габбро, перидотитов, диабазов. Все эти магматические породы приурочены к продуктивной толще и образуют вытянутые тела, ориентированные в направлении общего простиранья пород месторождения — с северо-

запада на юго-восток (см. фиг. 1). Значит, в этот этап породы продуктивной толщи были затронуты тектоническими деформациями, и в них развились разрывные нарушения сдвигового характера, заложённые в предыдущий этап и связанные с процессами складкообразования. На новом этапе они были обновлены, и по ним повторно происходили перемещения пород. Эти нарушения прослеживаются параллельно относительно главных поверхностей деформации — контактов филлитов с подстилающими и покрывающими их диабазами.

Разломы в пределах рудного поля имеют средний азимут падения на северо-запад 215° под углом 60° . Эти разломы были раскрыты в результате изменения плана деформации и выполнены магматическими породами. Так можно объяснить механизм внедрения и разрешить проблему «пространства», необходимого для магматических масс дифференцированных интрузий.

Интрузивы и вмещающие породы часто смяты в пологие складки и осложнены флексуорообразными перегибами (фиг. 2). При этом все дифференциаты интрузива равномерно и согласно изогнуты. Эти факты указывают на то, что во время формирования дифференцированных интрузивов деформации вмещающих пород продолжались.

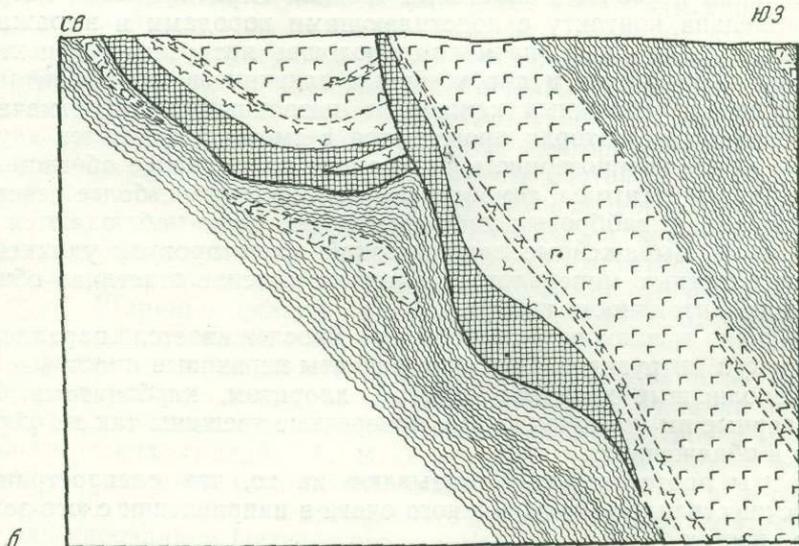
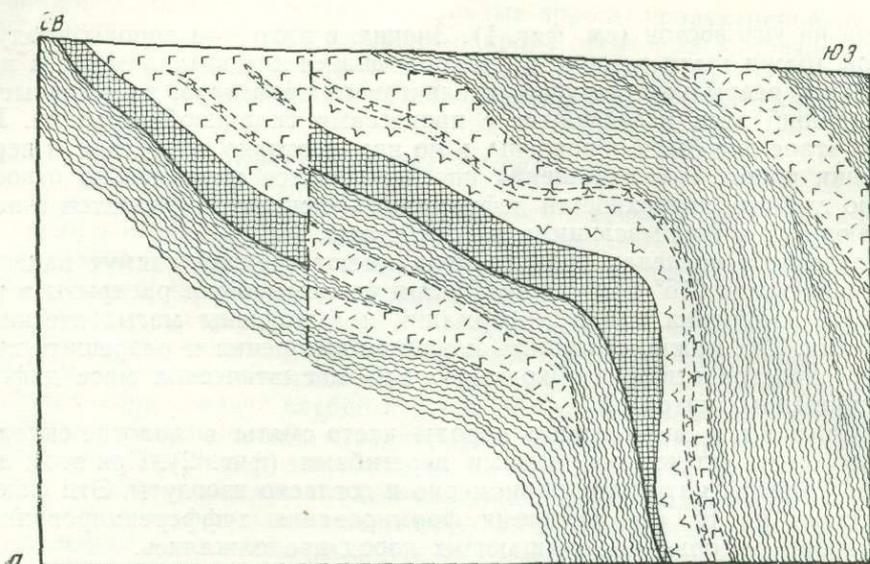
Прототектонические элементы интрузивов наблюдаются четко и выражаются расслоенностью, развитием текстур течения, закономерным расположением первичных пластовых трещин. Стратификация интрузивов параллельна контакту с подстилающими породами и выражается в последовательной смене (начиная от подошвы интрузива) серпентинизированных перидотитов и пироксеновых оливинитов пироксенитами и габбро. В слоях, сложенных каждой из названных пород, отмечается своя расслоенность, которая проявляется в смене полос более крупнозернистых менее крупнозернистыми, в смене полос, более обогащенных сульфидами, магнетитом и темноцветными минералами, более осветленными полосами. В габбровых дифференциатах часто наблюдаются текстуры течения, выраженные закономерной ориентировкой удлиненных зерен темноцветных минералов. В Главном массиве отчетливо обнаруживается трахитоидность габбро.

Первичная трещиноватость обычно прослеживается параллельно расслоенности интрузивов. Особенно развиты первичные пластовые трещины, выполненные хризотил-асбестом, хлоритом, карбонатами. Перпендикулярные им крутонаклонные поперечные трещины так же хорошо заметны в обнажениях.

Элементы прототектоники указывают на то, что распространение магмы осуществлялось из глубинного очага в направлении с юго-запада на северо-восток.

Как уже отмечалось выше, пластовые дифференцированные интрузивы в плане прослеживаются параллельно контакту филлитов с перекрывающими их диабазами. При этом характерно, что никеленосные интрузивы очень редко приурочены непосредственно к контакту филлитов с перекрывающими их авгитовыми диабазами. Ранее этот контакт рассматривался рядом исследователей как тектонический, а диабазы считались надвинутыми на филлиты.

Впервые надвиговую структуру аллохтонного характера диабазов на филлиты в районе описал Вегманн (Wegmann, 1929). Этот исследователь указывал также на сродство диабазовых покровов Печенги с аналогичными аллохтонными структурами Швейцарских Альп. Данная точка зрения механически повторялась во всех последующих работах зарубежных и советских геологов. Однако такая дорудная структура в пределах района вряд ли существует, так как несомненно, что тектонический контакт диабазов с филлитами был бы подновлен и послужил бы путями внедрения магм основного состава. В этом случае мы находили



Фиг. 2. Схематические геологические разрезы через Главный и Верхний массивы:
а — по линии I—I; *б* — по линии II—II (условные обозначения см. фиг. 1)

бы теперь подавляющую часть никеленосных интрузивов на контакте филлитов и диабазов, чего в действительности не наблюдается. Н. А. Корнилов (1959), специально изучавший контакт пород продуктивной толщи с перекрывающими их диабазами, пришел к выводу, что контакт этот является нормальным интрузивным.

Таким образом, второй этап формирования структуры месторождения характеризуется развитием сдвиговой тектонической зоны, интенсивной магматической деятельностью и формированием дифференцированных интрузивов, которые локализовались в этой ослабленной тектонической зоне.

Третий этап знаменуется формированием главнейших рудовмещающих структур месторождения. Второй и третий этапы во времени тесно связаны.

В течение третьего этапа развилась межпластовая Главная тектоническая зона, которая прослеживается через все месторождение на контакте дифференцированных интрузивов с подстилающими их туфогенно-осадочными породами (см. фиг. 1 и 2). Эта зона сформировалась в предыдущий этап, и в нее внедрились дифференцированные интрузии; во время третьего этапа она подновилась, и по ней произошли интенсивные подвижки.

Зона развивалась в местах наибольших концентраций напряжений — на контакте хрупких перидотитов интрузива с подстилающими пластичными филлитами. По зоне проявились сдвиговые перемещения, в результате которых в ней возникли участки брекчирования, развальцевания с милонитизацией вмещающих пород. Брекция, выполняющая зону, состоит из обломков серпентинизированных перидотитов (как пород более хрупких); менее распространены в брекчии обломки филлитов и туфитов. Обломки имеют сплюснутую и окатанную форму, их положение говорит о сдвиговых перемещениях по зоне. Размеры обломков в брекчии — 2—5 см. Мощность брекчии изменяется от первых дециметров до нескольких метров. Она прослеживается вдоль северо-восточных контактов Южного, Главного и западной части Верхнего массивов.

Процессы автометаморфизма и последующего гидротермального метасоматоза пород дифференцированных интрузивов особенно интенсивны вблизи межпластовой тектонической зоны и связанных с ней открытых трещин, участков расланцевания и брекчирования ультраосновных пород. Они привели к активной переработке ультраосновных пород, слагающих висячий бок зоны. Здесь проявились процессы хлоритизации, оталькования, амфиболитизации и карбонатизации перидотитов. Мощность зоны изменения ультраосновных пород колеблется в пределах от нескольких метров до десятков метров.

Одновременно с описанными процессами происходило переотложение первичной вкрапленности в ультраосновных породах. За счет этого сформировались брекчиевые и массивные руды в тектонических зонах (Н. А. Елисеев и др., 1961). Ультраосновные породы, слагающие висячий бок тектонических зон, подвергались интенсивному рудному (сульфидному) метасоматозу. Это привело к образованию здесь богатых вкрапленных («серых») руд и возникновению зональной метасоматической вкрапленности, которая постепенно затухает в сторону висячего бока по мере удаления от тектонической зоны.

Жилы брекчиевых и массивных руд, прослеживающиеся в тектонической зоне, имеют все характерные черты жил выполнения: резкие контакты с вмещающими породами; наличие обломков вмещающих пород, сцементированных рудным агрегатом; равномернозернистые и порфирировидные структуры рудного цемента брекчиевых руд; метасоматическую вкрапленность сульфидов во вмещающих породах.

Главный и Верхний массивы разделяются Верхней тектонической зоной, которая ответвляется от Главной и простирается параллельно ей. Породы вблизи Верхней тектонической зоны сильно катаклазированы и милонитизированы. Мощность зоны катаклазированных пород местами достигает 10 м. Углы падения поверхности зоны на северо-востоке — 70° и становятся круче в северо-западном направлении, где она приобретает вертикальное падение. Верхняя зона образовалась позже Главной зоны; на фиг. 2 видно, что по ее вертикальной поверхности смещены на несколько сотен метров брекчированные и развальцованные породы Главной тектонической зоны.

На фиг. 3, *a* изображено изменение конфигурации нижнего контакта дифференцированного интрузива на месте сопряжения Главной и Верхней тектонических зон.

Верхний массив центральной части района, восточнее линии II—II и места сопряжения двух тектонических зон, имеет флексуобразный перегиб (см. фиг. 3, *a*, графики 4, 5, 6, 7). Сдвиговые деформации, протекающие по Главной тектонической зоне, привели к нарушению массива на месте этого флексуобразного перегиба. Массив срезан здесь



Фиг. 3. Соотношение Главного и Верхнего массивов:

a — схема изменения конфигурации нижнего контакта Главного и Верхнего массивов с подстилающими породами при рассмотрении ряда параллельных разрезов от линии II—II (график 1) к юго-востоку (график 7); *б* — схема формирования надвига Верхнего массива (блок I) на Главный массив (блок II) с образованием открытой трещины

Верхней взбросо-сдвиговой тектонической зоной. По крутой поверхности этой зоны (см. фиг. 3, *a*, графики 1, 2, 3) Верхний массив надвинут на Главный. Амплитуда перемещения по вертикали — первые сотни метров. В результате надвига Верхнего массива на Главный прилегающая к зоне часть Главного массива на контакте с подстилающими филлитами «задрана» вверх на десятки метров (см. фиг. 2, *б*).

Верхняя тектоническая зона окаймляется оперяющими трещинами скалывания, выполненными темной глиной трения. Оперяющие трещины зоны отчетливо наблюдаются в отдельных обнажениях габбро, прослеживающихся по линии разлома.

Таким образом, Главный и Верхний массивы представляют собой различные блоки одного и того же пластового интрузива, надвинутые друг на друга, причем Главный массив сложен верхними фациями, а Верхний — нижними фациями этого интрузива. При детальном петрографическом изучении обоих массивов выявилось полнейшее сходство слагающих их пород. Это обстоятельство также подтверждает вывод о принадлежности обоих массивов к одному интрузиву.

При надвиге блока Верхнего массива на блок Главного массива образовались открытая трещина, а также зона милонитизации и брекчирования (см. фиг. 2, *б* и 3, *б*), по которой интенсивно циркулировали термальные растворы. Поэтому в месте сопряжения Главной и Верхней тектонических зон возникли наиболее богатые брекчиевые руды и мощные зоны метасоматической сульфидной вкрапленности в ультраосновных породах всяческого бока нарушения.

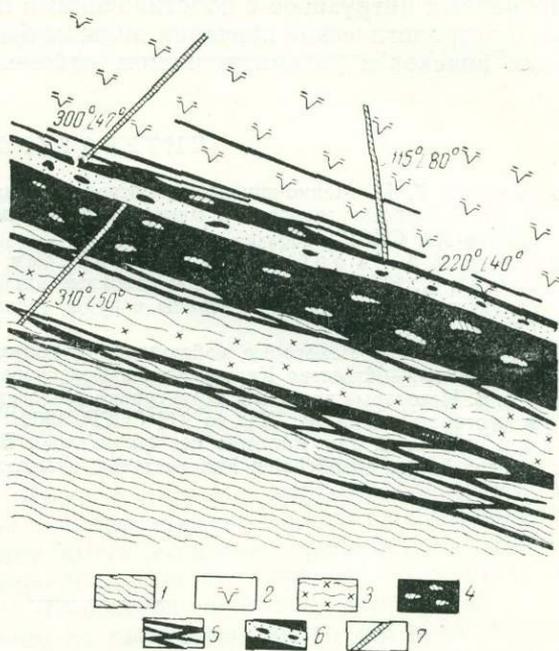
Таким образом, на протяжении третьего этапа формировались основные рудовмещающие структуры месторождения — Главная и Верхняя тектонические зоны. Первая из них — сдвигового характера, вторая — взбросо-сдвиговая с амплитудой вертикального перемещения,

равной первым сотням метров. В течение всего третьего этапа проявлялись хрупкие деформации и глыбовые перемещения отдельных блоков пород рудного поля.

Четвертый этап формирования структуры месторождения характеризуется развитием послерудных тектонических нарушений, развитых на месторождении слабо. Только на некоторых участках месторождения (Главный массив) внутри жил массивных руд наблюдаются прожилки перекристаллизованных матовых руд и зеркала скольжения, которые фиксируют послерудные тектонические нарушения.

На других месторождениях Печенги послерудные тектонические нарушения проявляются более отчетливо (фиг. 4). Они развиваются по массивным рудам и прослеживаются параллельно нижнему контакту интрузива с подстилающими филлитами. Нарушения выполнены глиной трения, очень плотной, черного цвета, с окатанными обломками руды. Контакты нарушения представлены зеркалами скольжения с горизонтальными бороздами. Это говорит о том, что послерудные нарушения «были обусловлены горизонтальными подвижками широтного направления» (Э. Н. Елисеев, 1961). С этими нарушениями связаны крутопадающие оперяющие трещины северо-восточного простирания, выполненные кварц-карбонатным агрегатом.

Таким образом, в течение четвертого этапа отмечаются слабые подвижки по основным тектоническим нарушениям, возникшим в предыдущем этапе. Эти движения унаследованы от предшествующего этапа и проявлялись только на локальных участках рудного поля в виде мелких нарушений. Четвертым этапом закончилось формирование структуры месторождения.



Фиг. 4. Послерудные нарушения в брекчиевых и серых рудах:

- 1 — филлиты; 2 — серпентинизированные перидотиты с богатой сульфидной вкрапленностью («серые» руды); 3 — измененная карбонат-хлоритовая порода; 4 — брекчиевая руда с развальцованными обломками серпентинитов; 5 — прожилки массивной руды; 6 — послерудное тектоническое нарушение, выполненное глиной трения и сдавленными рудными обломками; 7 — оперяющие трещины, выполненные кварц-карбонатным агрегатом

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Структура месторождения была сформирована в продолжение нескольких этапов. Первый этап характеризуется складчатыми деформациями вмещающих пород, второй этап — активной магматической деятельностью и формированием дифференцированных никеленосных интрузивов. В течение второго и третьего этапов развиваются основные рудовмещающие структуры месторождения — Главная и Верхняя тек-

тоническая зоны. Второй и третий этапы тесно связаны между собой во времени. В четвертом этапе происходили незначительные подвижки по тем же основным тектоническим зонам и завершилось формирование структуры месторождения.

Для месторождения характерна связь оруденения с межпластовыми тектоническими зонами, прослеживающимися по контактам дифференцированных интрузивов с подстилающими породами. Поэтому структурные и петрологические критерии должны быть руководящими при проведении поисков в рассматриваемом районе.

ЛИТЕРАТУРА

- Горбунов Г. И. Медно-никелевые месторождения Ортоайви в Печенгском районе. В сб.: «Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова», вып. 1. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Елисеев Н. А., Горбунов Г. И., Елисеев Э. Н., Масленников В. А., Уткин К. Н. Ультраосновные и основные интрузии Печенги. В кн.: «Геология и структура, петрография, минералы и руды, геохимия никеля». М.—Л., Изд-во АН СССР, 1961.
- Корнилов Н. А. Некоторые наблюдения в контакте эффузивных диабазов печенгской свиты.— Известия Карельского и Кольского филиалов АН СССР, 1959, вып. 1.
- Пэк А. В. Некоторые элементы структурной геологии. В сб.: «Структуры рудных полей и месторождений». М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Wegmann С. E. Zur Kenntnis der tektonischen Beziehungen metallogenetischer Provinzen in der nördlichsten Fennoskandia. Zeitschr. f. prakt. Geol., 1929, Bd. 37.

Г. Г. КРАВЧЕНКО

НЕКОТОРЫЕ ДАННЫЕ О СТРУКТУРНЫХ УСЛОВИЯХ
ФОРМИРОВАНИЯ ПЕГМАТИТОВОЙ ЖИЛЬНОЙ ЗОНЫ

На одном из пегматитовых полей нами изучался южный фланг протяженной пегматитовой жилы, залегающей в восточном эндоконтакте крупного массива среднезернистых биотитовых гранитов и хорошо прослеживающейся по простиранию на протяжении свыше 2 км. С востока гранитный массив контактирует с углистоглинистыми сланцами, относящимися к верхнему девону — нижнему карбону. Сланцевая толща имеет общее северо-западное простирание и падает на северо-восток под углами 40—50°. Контакт имеет несколько извилистую форму: он протягивается в северо-северо-западном направлении по азимуту 355°, а в южном — отклоняется к юго-востоку и имеет азимут 335°.

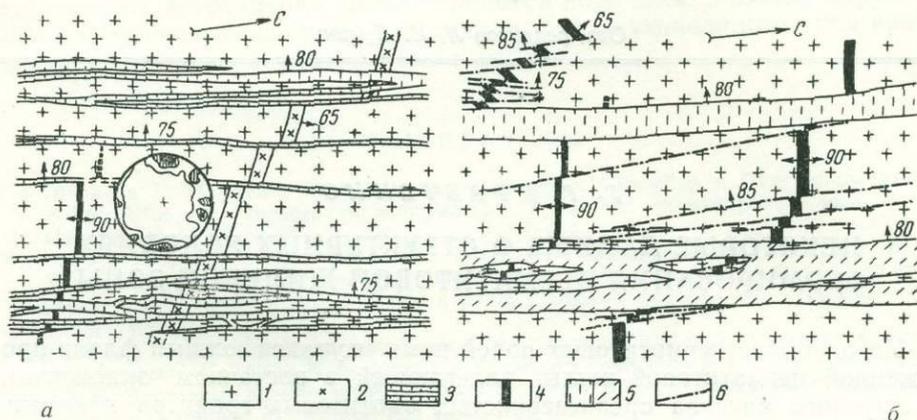
Среди гранитов, в среднем на расстоянии около 500 м от контакта, залегают серия пегматитовых жил, простирающихся в южной части площади их распространения по азимуту 10°, а в северной части — до 330°, с образованием плавного дугообразного изгиба.

Южный фланг жилы проходит примерно в 1,5—2 км от контакта со сланцами; простирание ее здесь составляет 10°; падение западное, угол падения — 75—80° (фиг. 1). В северной части изученного интервала жила представлена двумя параллельными ветвями; в южном направлении она вначале расщепляется на 3—4 ветви, а еще южнее — на 10—12 маломощных ветвей, которые здесь образуют 3—4 жильные зоны, расположенные на расстоянии 2—3 м одна от другой. В строении каждой из этих зон принимают участие от 2 до 6 жил. Отдельные жилы постепенно выклиниваются, либо соединяются с другими; наряду с этим появляются новые, параллельные им, жилы.

Таким образом, пегматитовая жила на южном фланге представлена серией разветвляющихся и вновь соединяющихся, выклинивающихся и снова появляющихся жил и является по существу жильной зоной. Эта жильная зона сопровождается серией субмеридиональных трещин, имеющих значительное протяжение (до 5 м и более) и падение, соответствующее падению пегматитовых жил. По мере удаления от жильной зоны количество субмеридиональных жил постепенно уменьшается, однако и на значительном удалении от зоны встречаются единичные маломощные прямолинейные прожилки пегматитов. Наряду с субмеридиональными трещинами в гранитах, выполненными пегматитом, развиты крутопадающие трещины близширотного простирания. К ним приурочены дайковые тела двуслюдяных гранитов и маломощные жилы турмалиновых пегматитов, сформировавшихся ранее описываемой пегматитовой жилы.

Помимо отмеченных крутопадающих субмеридиональных и субширотных трещин, в редких случаях наблюдаются более пологие линейные

трещины северо-восточного простирания, имеющие падение в северо-западные румбы, а также достаточно редкие извилистые непротяженные трещины других направлений. При замерах трещиноватости получены отчетливые максимумы, отвечающие системам меридиональных и субширотных трещин (см. фиг. 1, а).



Фиг. 1. Строение жильной пегматитовой зоны у южного фланга (а) и ближе к ее центральной части (б). (Трещинная диаграмма составлена на основании 200 замеров; горизонтали проведены через 0,5—3,5 и 7%):

1 — биотитовые граниты; 2 — двуслюдяные граниты; 3 — пегматитовые жилы со сподуменом; 4 — турмалиновые пегматиты; 5 — ориентировка зерен сподумена; 6 — трещины

Сеть трещин в гранитах достаточно редка; трещины располагаются в среднем на расстоянии около 0,3—0,4 м, одна от другой, иногда это расстояние возрастает до 1—2 м. Вблизи пегматитовых жил количество трещин увеличивается. На стенках трещин, имеющих близкое к меридиональному простиранию и крутое западное падение, постоянно наблюдаются четко выраженные штрихи скольжения; они отмечаются и на стенках трещин, выполненных пегматитовыми жилами, и на стенках незаполненных трещин. Штрихи скольжения наклонены к северу в среднем под углами 5—10°, что указывает на движения, близкие к сдвиговым; во всех случаях штрихи скольжения указывают на перемещение к северу западных блоков пород относительно восточных.

Несмотря на интенсивное проявление и повсеместное присутствие штрихов скольжения на стенках субмеридиональных трещин, перемещения по ним обычно были незначительными. Местами в плане наблюдаются коленообразные и крутые флексуобразные изгибы пегматитовых жил, но и в этих случаях на стенках различно ориентированных трещин, выполненных жилами, заметны отчетливые штрихи скольжения. Подобные соотношения могут указывать на то, что по отмеченным трещинам происходили перемещения, измеряемые первыми сантиметрами; наряду с этим, амплитуды перемещений по другим субмеридиональным трещинам достигали 1 м и более.

Характерной особенностью трещин близмеридионального простирания является отсутствие в них глинки трения.

Незначительная величина амплитуд перемещения по трещинам и интенсивное развитие на них штрихов скольжения свидетельствуют, по видимому, о том, что трещины образовывались в условиях господствовавших на глубине значительных давлений при относительно небольших направленных усилиях.

Заложение субмеридиональных трещин произошло после образования дайковых тел двуслюдяных гранитов и жил турмалиновых пегмати-

тов, которые пересекаются и смещаются этими трещинами. Перемещения по ним, сопровождавшиеся появлением штрихов скольжения, имели место до образования охарактеризованной выше пегматитовой жильной зоны. Учитывая, что на поверхностях трещин развиты лишь штрихи скольжения, имеющие наклон к северу под углами $5-10^\circ$, и совершенно отсутствуют штрихи скольжения иной ориентировки, можно предположить, что они возникли при заложении этих трещин, и какие-либо поздние движения другого направления по ним до образования пегматитов не проявились.

В то же время многочисленные наблюдения показывают, что и в период после формирования пегматитов по рассматриваемым субмеридиональным направлениям перемещения не происходили, и пегматиты «приварены» к поверхностям трещин со штрихами скольжения. На отсутствие каких-либо последующих перемещений указывают также детали строения участков пегматитовых жил, приуроченных к двум сближенным параллельным трещинам сколового характера, соединяющимся разрывной трещиной. В этом случае пегматитовая жила имеет ступенчатую форму (см. фиг. 1, а), причем субмеридиональные трещины с отчетливыми штрихами скольжения не продолжают в ту часть жилы, которая соединяет оба параллельных тела, т. е. трещины как бы «упираются» в пегматитовое тело.

В связи с этим могло бы возникнуть предположение о том, что пегматиты образовались в результате замещения гранитов и при этом стенки некоторых трещин оказались как бы «проеденными» пегматитами. Однако имеющиеся данные однозначно указывают на то, что пегматитовые тела образовались в открытых полостях. На отдельных участках отмечено полное совпадение обоих контактов пегматитовых жил. В жилах обнаружены ксенолиты гранитов, конфигурация которых соответствует очертаниям контактов жил (фиг. 2 и 3).

Указанные наблюдения не дают оснований поддержать мнение В. И. Кузнецова (1955^{1, 2}) о движениях вдоль трещин субмеридионального направления после образования пегматитов. Наряду с обычно отмечаемыми «приваренными» контактами пегматитов есть «отслоенные» контакты со штрихами скольжения на них. По простиранию в обе стороны от этих интервалов жила имеет «приваренные» контакты, на которых наблюдаются те же борозды скольжения. Очевидно, после пегматитовые деформации привели к «отслоениям» контактов без перемещений.

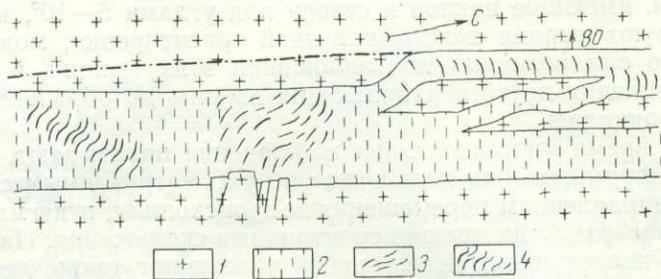
Предположение о движениях, проявившихся после образования пегматитов по субмеридиональным трещинам, не затронутом минерализацией, также не может быть принято, если учесть следующее обстоятельство. На стенках упомянутых трещин отмечаются штрихи скольжения, которые имеют тот же угол наклона и указывают на то же направление движения, что и штрихи в контактах пегматитовых жил. Субмеридиональные трещины на отдельных интервалах выполнены пегматитами. Местами эти трещины пересекают апофизы близмеридиональных пегматитовых жил, но при этом смещения последних не наблюдаются, а обнаружены лишь осложнения морфологии апофиз.

Итак, при изучении субмеридиональной пегматитовой жильной зоны выяснилось, что вдоль нее происходили допегматитовые движения, близкие к сдвиговым. Амплитуда этих перемещений у южного фланга зоны значительно меньше величины смещений, отмечавшихся по зоне на северном участке — примерно в 200 м севернее.

Установление амплитуды движений по жильной пегматитовой зоне производилось, главным образом, на основании величины смещения маломощных жил турмалиновых пегматитов, отличающихся присутствием в их центральных частях выделений черного турмалина. О формировании турмалиновых пегматитов до заложения субмеридиональных трещин



свидетельствует ряд наблюдений. Жилы турмалиновых пегматитов отчетливо перемещались по близмеридиональным трещинам, причем мощность смещенных интервалов жил сохраняется. В субмеридиональных

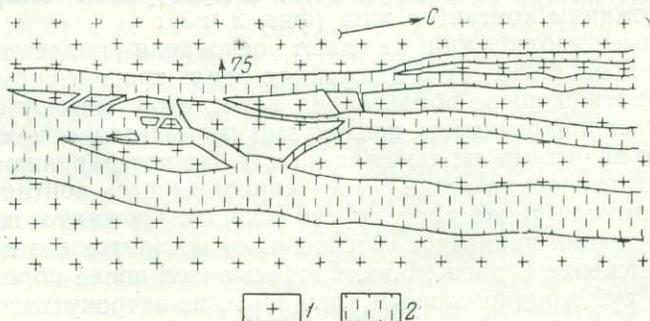


Фиг. 2. Строение пегматитовой жилы, образовавшейся в условиях приоткрывания трещин без перемещения контактов жилы:

1 — биотитовые граниты; 2 — пегматитовая жила со сподуменом, ориентированным перпендикулярно к ее контактам; 3 — вихреобразные изгибы сподумена и кварца против выступающих блоков гранитов; 4 — зона коленообразных изгибов сподумена

пегматитовых жилах наблюдаются ксенолиты гранита, содержащие жилы турмалинового пегматита. Последние иногда бывают смещены по трещинам, не выходящим за пределы ксенолита.

Дополнительные данные об амплитудах перемещения по пегматитовой жильной зоне получены при выявлении величины смещений дайковых тел двуслюдяных гранитов, имеющих близширотное простирание:



Фиг. 3. Ксенолит гранитов, растащенный на ряд обломков:

1 — биотитовые граниты; 2 — пегматитовая жила с ориентированным сподуменом

Эти дайковые тела перемещаются вдоль относительно мощных ветвей плитообразных пегматитовых жил и пересекаются их маломощными (0,5—2 см) апофизами, которые выклиниваются в двуслюдяных гранитах. В местах пересечения двуслюдяных гранитов субмеридиональными трещинами наблюдаются штрихи скольжения, причем отдельные борозды, не прерываясь, переходят с этих пород на биотитовые граниты.

В пределах южного участка отмечены ступенчатые перемещения по пегматитовой жильной зоне дайковых тел двуслюдяных гранитов и маломощного прожилка турмалиновых пегматитов. Установлено, что они перемещены на равные расстояния; следовательно, для определения амплитуды движений могут быть использованы и наблюдения над перемещениями двуслюдяных гранитов; и данные о смещении турмалиновых пегматитов.

В самой южной части жильной зоны общая амплитуда перемещения составляет примерно 8 м (см. фиг. 1, а). Эта величина складывается из суммы перемещений по отдельным трещинам, вмещающим пегматитовые жилы. При этом зависимости между мощностью пегматитовых жил и амплитудами перемещения по ним не устанавливается. Отмечается, что суммарная амплитуда перемещений по серии сближенных трещин, вмещающих относительно мощные жилы, примерно соответствует амплитудам перемещения по единичным жилам, отстоящим на некотором расстоянии от серии жил. Это можно объяснить особенностями строения зон сближенных трещин. Узкие блоки гранитов, зажатые между этими трещинами, в процессе перемещений подвергались сжатию, и в них появлялись диагональные и поперечные трещины, компенсирующие в какой-то мере развивавшиеся на этих участках напряжения. В связи с этим перемещения по отдельным сближенным трещинам были относительно невелики.

В то же время вблизи одиночных протяженных трещин в процессе деформации мелкие трещины образовались в значительно меньшем количестве, и напряжения разряжались благодаря перемещениям вдоль обособленных трещин. Такое объяснение, по-видимому, можно дать наблюдаемым соотношениям, которые показывают, что суммарная амплитуда перемещений по серии сближенных трещин не превышает амплитуды движений по обособленной единичной трещине.

На площади северного участка (фиг. 1, б) отмечается смещение жилы турмалиновых пегматитов по трещинам близмеридионального простирания на расстояние около 15 м. Таким образом, на расстоянии 200 м амплитуда перемещения непосредственно по пегматитовой жильной зоне увеличивается в направлении от южного фланга жилы к ее центральной части с 8 до 15 м.

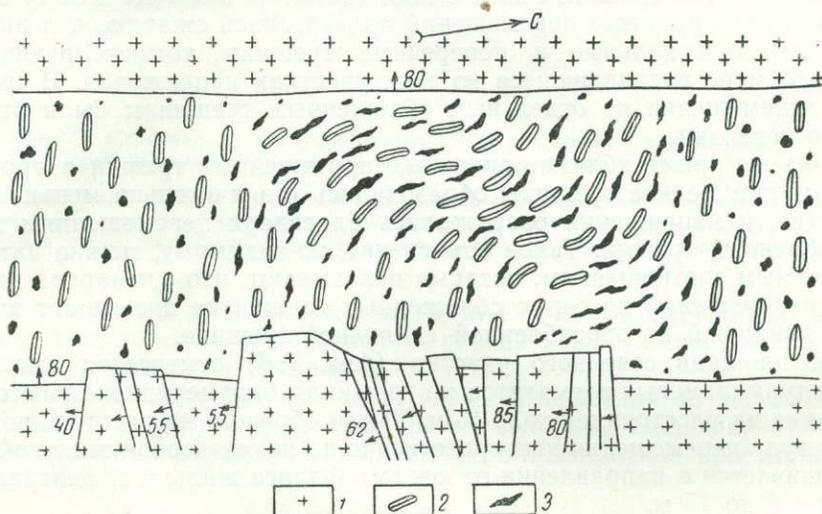
Следует отметить, что и к западу от пегматитовых жил, показанных на фиг. 1, б, есть ступенчатые перемещения. Здесь смещена турмалиновая жила, имеющая простирание 45° и падение на северо-запад под углом 65° . На приводимой схематической зарисовке не показан участок, расположенный еще далее к западу, где обнаружены широтные прожилки турмалиновых пегматитов, которые также многократно ступенчато смещаются по субмеридиональным трещинам. Однако данные об этих движениях, имеющих амплитуду около 10 м, не учитываются при определении суммарной амплитуды перемещений, поскольку они характеризуют подвижки по трещинам близмеридионального простирания, развитым за пределами жильной пегматитовой зоны. Подобные смещения не могли наблюдаться к западу от интервала жильной зоны, показанного на фиг. 1, а, — на площади, скрытой под наносами, и не могут сопоставляться с перемещениями на северном участке.

Данные о перемещениях, имевших место по трещинам, развитым к западу от жильной зоны, приводятся как интересный, на наш взгляд, пример многократных ступенчатых смещений, при которых западные блоки пород по отношению к восточным повсеместно перемещались на север. На участке, показанном на фиг. 1, б, и к западу от него граниты, пересекаемые турмалиновыми пегматитами, смещены по 46 субмеридиональным трещинам, в том числе и по трещинам, к которым приурочены пегматитовые жилы; величины амплитуд перемещения по отдельным трещинам изменяются от 1—2 см до 5—10 м.

О причинах уменьшения амплитуды перемещения с приближением к южному флангу жилы можно высказать некоторые предположения. На основании экспериментальных данных (Берч, Френсис и др., 1949) установлено, что прочность гранитов на раздавливание достигает 3790 кг/см^2 . В связи с этим гранит при значительных давлениях испытывает упругую деформацию, а при снятии усилий проявляется остаточная деформация

породы, в первую очередь связанная со значительным содержанием биотита в биотитовых гранитах, вмещающих пегматитовые жилы. Биотит деформируется, изгибаясь и частично уплотняясь.

Некоторое сокращение объема массива гранитов в направлении прилагаемых усилий могло происходить и за счет вертикальных либо близких к ним перемещений по отдельным близширотным трещинам. На возможность этого указывают почти вертикальные штрихи скольжения, наблюдавшиеся на стенках крутопадающих близширотных трещин сколового характера, резко ограничивающихся с запада и востока меридиональными трещинами.



Фиг. 4. Стрессие вихреобразно изогнутых зон сподумена и кварца (деталь зарисовки, показанной на фиг. 2):

1 — биотитовые граниты; 2 — удлиненные зерна сподумена; 3 — выделения кварца

Кроме того, в процессе формирования пегматитовых жил продолжалось движение гранитных блоков в том же направлении, что и в допегматитовое время; это отмечено при изучении северного участка. Очевидно, подобные перемещения свидетельствуют о давлениях, происходивших вдоль жил. Таким образом, приоткрывание трещин за счет растяжения в широтном направлении осуществлялось одновременно со сжатием в близмеридиональном направлении. Результатом этого явились выкалывание широтных блоков гранитов и перемещение их в условиях сжатия в область пониженных давлений — в открывавшиеся полости, которые заполнялись остаточным пегматитовым расплавом (см. фиг. 2 и 4). Вследствие этого происходило также некоторое изменение объема гранитного массива.

О перемещении широтных блоков гранитов внутрь пегматитовых жил в период формирования последних свидетельствует ряд наблюдений. Блокам гранитов, выступающим со стороны одного контакта жил, не отвечают соответствующие впадины со стороны другого их контакта; напротив, часто впадины полностью отсутствуют, а противоположные контакты жил представлены выдержанными по простиранию и падению поверхностями (см. фиг. 2). В связи с этим не может быть принято представление о перемещении широтных блоков до приоткрывания трещин и образования полостей. Блоки не могли перемещаться и после образования пегматитов, поскольку ограничивающие их широтные трещины не продолжают в пегматитовые тела. Следовательно, можно полагать, что движение этих блоков имело место в процессе приоткры-

вания близмеридиональных трещин и заполнения их пегматитовым расплавом. На это указывают и особенности строения пегматитовых жил в данных участках, в частности, — ориентировка зерен минералов и форма выделений кварца. Шестоватые кристаллы сподумена на интервале жилы, показанном на фиг. 2, и далеко за пределами этого интервала ориентированы перпендикулярно к контактам жилы, а кварц выделяется в виде изометричных и неправильных в форме зерен. В то же время на участке жилы, расположенном против выступающих гранитных блоков, сподумен изменяет ориентировку, образуя изогнутую вихреобразную зону; кварц в пределах этой зоны представлен линзовидными и жилообразными струйчатыми выделениями, ориентированными параллельно зернам сподумена, как это можно видеть на детальной зарисовке (см. фиг. 4).

Подобные особенности строения пегматитовой жилы объясняются, очевидно, местными давлениями широтных блоков гранитов, перемещавшихся внутрь жилы в период ее формирования, происходившего в условиях приоткрывания трещин. Направления раздвигания трещин при формировании пегматитовой жилы в пределах южного и северного участков несколько различаются. На участке, расположенном ближе к южному флангу жилы и частично показанном на фиг. 1, а, раздвигание трещин происходило в направлении, перпендикулярном к их простиранию, без заметного перемещения блоков гранитов в меридиональном направлении, что доказывается почти полным отсутствием перемещения ксенолитов гранитов (см. фиг. 2 и 3). Оторвавшиеся от стенок трещины удлиненные обломки гранита не перемещались; их очертания отвечают конфигурации соответствующих контактов жилы против этих обломков.

Морфология ксенолитов, наблюдаемых на южном участке, позволяет высказать некоторые предположения об условиях приоткрывания трещин, заполнявшихся остаточным пегматитовым расплавом. В пегматитовых жилах нам удалось выделить ксенолиты, растащенные на несколько обломков, причем конфигурация соответствующих контактов обломков и углы их падения полностью совпадают. Столь же отчетливо совпадают очертания и углы падения поверхностей, ограничивающих обломки со стороны контактов жил с поверхностями контактов, находящихся против этих обломков. Один из наблюдавшихся случаев залегания растащенных обломков ксенолита показан на фиг. 3.

Касаясь вопроса о скорости приоткрывания трещин и относительной скорости заполнения их пегматитовым расплавом, следует рассмотреть три возможных случая. При быстром приоткрывании трещин они не успевают заполняться пегматитовым расплавом. Разбитые трещинами ксенолиты должны при этом распадаться на обломки, которые могут поворачиваться (как и весь ксенолит в целом), и отмеченное выше совпадение соответствующих контактов обломков не сохранится. В том случае, если трещины приоткрываются с меньшей скоростью, чем это необходимо для свободного прохождения пегматитового расплава, последний будет проникать под большим давлением. При этом трещиноватый ксенолит окажется в условиях высокого гидростатического сжатия и не сможет распадаться, растаскиваться во всех направлениях, а сохранится в виде единого блока.

Наиболее вероятным является, очевидно, третий случай, при котором приоткрывание трещин и заполнение их расплавом происходят с одинаковой скоростью. Тогда трещиноватые ксенолиты не находятся в обстановке высокого всестороннего гидростатического сжатия и могут испытывать некоторое расслабление, способствующее проникновению пегматитового расплава по трещинам различных направлений. Обломки, слагающие ксенолит, несколько раздвигаются под действием давления, вызванного кристаллизационным давлением минералов. Д. П. Григорьев

(1950) отмечает, что давление, связанное с ростом кристалла, может иногда выражаться значительными величинами; некоторыми исследователями оно оценивается до 100 г/мм^2 и даже до нескольких килограммов на 1 мм^2 . В широтном направлении блоки дополнительно растаскивались вслед за раздвигавшимися контактами жил. В связи с этим широтное растягивание оказалось более значительным, чем растаскивание по другим направлениям, как это можно видеть на приведенной зарисовке (см. фиг. 3).

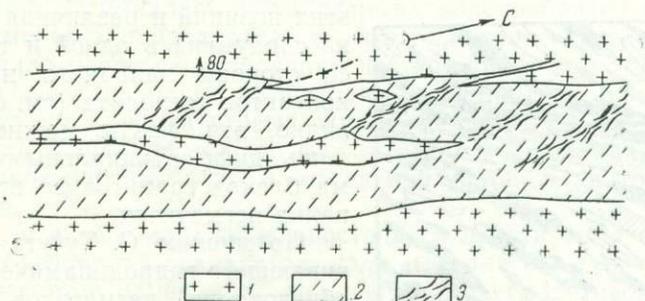
Общая величина растяжения в различных местах участка сохранялась постоянной. В результате этого во многих случаях можно видеть, что при постепенном выклинивании одной из жил соответственно увеличивается на ту же величину мощность соседней жилы (см. фиг. 1, а).

Рассмотренные примеры указывают на равномерное приоткрывание трещин в пределах южного участка в направлении, перпендикулярном простиранию жильной зоны. О приоткрывании трещин без перемещения блоков гранитов в меридиональном направлении, помимо положения ксенолитов, свидетельствует перпендикулярная к стенкам жил ориентировка удлинённых зерен сподумена и полевого шпата, что можно видеть на зарисовках (см. фиг. 1, а; фиг. 2 и 3). В отличие от рассмотренного интервала жил, в пределах северного участка, где жилы обладают большей мощностью, ксенолиты гранитов перемещены в жилах, а шестоватые минералы ориентированы косо по отношению к их контактам. Подобное строение жил говорит о том, что в период их формирования раскрытие субмеридиональных трещин на северном участке происходило одновременно с относительным перемещением контактов жил в меридиональном направлении. О направлении движения контактов жил свидетельствует пространственное положение ксенолитов гранитов с находящимися в них интервалами жил турмалиновых пегматитов (см. фиг. 1, б). Положение ксенолитов указывает на движение блоков гранитов, ограничивающих жилы с запада, в северном направлении.

Можно было бы предположить, что ксенолиты гранитов переместились по субмеридиональным трещинам до выполнения их пегматитом. Однако в таком случае невозможно представить, как могли сохраниться нераздробленными при движениях по трещинам наблюдаемые местами узкие плитообразные ксенолиты, имеющие коленообразные перегибы и остроконечные выступы. Скорее можно допустить, что эти ксенолиты при раскрывании трещин были погружены в пегматитовый расплав и сохранялись в нем нераздробленными при перемещении контактов жил. При этих перемещениях шестоватые зерна сподумена и редкие удлинённые выделения полевого шпата кристаллизовались, приобретая ориентировку относительно контактов под углом около 50° (как показано на фиг. 1, б и 5); этот угол наклона может быть показателем амплитуды движений контактов жилы, происходивших при выполнении последней. В рассматриваемом примере величина амплитуды перемещения, устанавливаемая по углу наклона минералов, составляет около 0,8 от величины мощности жилы. Амплитуды перемещения ксенолитов на этом участке близки к указанной величине движений контактов жилы. Интересно, что на рассматриваемом участке косая ориентировка зерен сподумена наблюдается лишь в более мощной ветви; в менее мощной ветви жилы сподумена ориентированы перпендикулярно к ограничивающим жилу поверхностям (см. фиг. 1, б).

Отмеченные особенности, по-видимому, указывают на дифференциальные движения блоков гранитов в период формирования пегматитов. Блоки, ограничивающие более мощную жилу, в этот период перемещались один относительно другого, в то время как блоки, расположенные к западу и востоку от менее мощной ветви, лишь раздвигались в широтном направлении.

Блоки гранитов, ограничивающие более мощную пегматитовую жилу, перемещались в период ее формирования с непостоянной скоростью. Равномерные движения, очевидно, сопровождалось образованием отмеченной директивности в расположении удлиненных минералов. В периоды более быстрых перемещений в пегматитовых жилах возникли своеобразные сколы; формирование их происходило, по всей вероятности, в тот период, когда жилы обладали еще определенной пластичностью, поскольку эти сколы обычно отходят от остроконечных выступов ксенолитов и контактов жил (см. фиг. 5).



Фиг. 5. Строение пегматитовой жилы, образовавшейся в условиях приоткрывания трещин и перемещения контактов жилы:
1 — биотитовые граниты; 2 — пегматитовая жила с косо ориентированным сподуменом; 3 — зоны своеобразных сколов

Сколы представлены серией линейно вытянутых зон, которые имеют простирание $345-350^\circ$ и крутое ($80-85^\circ$) падение на юго-запад; их мощность — около 20 см. Удлиненные, определенным образом ориентированные минералы вблизи отмеченных зон постепенно изменяют направление до положения, почти параллельного этим зонам (фиг. 6). Зерна кварца, характеризующиеся очертаниями, близкими к изометричным, или несколько вытянутые в направлении директивных структур, по мере приближения к этим зонам постепенно вытягиваются и в пределах зон приобретают форму линзовидных и жилообразных струйчатых выделений, ориентированных согласно простиранию зон.

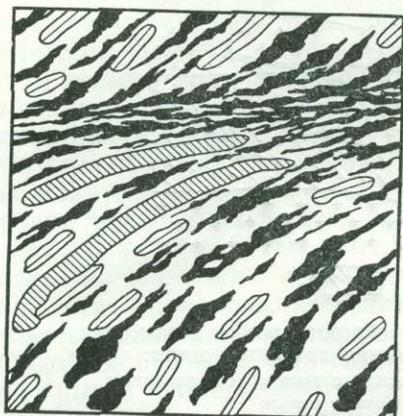
Кратко охарактеризованные зоны своеобразных сколов наблюдаются на участке пегматитовой жилы, расположенном ближе к ее центральной части, и совершенно отсутствуют на южном участке. Поэтому можно говорить о дополнительных, относительно быстрых перемещениях контактов жил в районе северного участка наблюдений.

Данные об ориентированном положении удлиненных минералов в жилах приводятся в работах различных исследователей.

А. И. Гинзбург (1950) выделяет тип весьма протяженных плитообразных пегматитовых жил, в которых кристаллы сподумена вытянуты в одном направлении и располагаются чаще всего под углом $60-70^\circ$ к линиям контакта.

В. И. Кузнецов (1955₂), касаясь вопроса о происхождении подобной ориентировки сподумена, высказывает предположение о развитии этого минерала по трещинам, образовавшимся в результате мелких перемещений вдоль стенок трещин, ограничивающих пегматитовые тела. Однако к этой точке зрения нам не позволяют присоединиться некоторые данные о строении пегматитовых жил, в частности, — изгибы зерен сподумена вблизи зон своеобразных северо-западных сколов, постепенное удлинение зерен кварца по мере приближения к этим зонам, параллельное расположение сподумена и удлиненных зерен калиевого полевого шпата и ряд других особенностей.

И. В. Гинзбург (1961) утверждает, что ориентировка по форме сподумена и других минералов, близкая к нормальной относительно поверхности контакта, произошла при постоянном давлении, направленном перпендикулярно к поверхности жил (в сторону жил или в сторону вмещающих пород). Такие представления не дают возможности объяснить некоторые наблюдаемые соотношения. В частности, на небольшом участке в одной из жил сподумен ориентирован перпендикулярно к ее контактам, а в залегающей рядом жиле — косо по отношению к линии



Фиг. 6. Строение зоны своеобразных сколов (деталь зарисовки, показанной на фиг. 5):

1 — сподумен; 2 — полевой шпат;
3 — кварц

Изучение внутренней структуры пегматитовых тел привело нас к представлению о том, что кристаллы сподумена ориентируются перпендикулярно к контактам жил при их раздвигании без перемещения; в случае же раскрытия трещин одновременно с перемещением контактов жил в противоположных направлениях сподумен располагается косо по отношению к плоскостям контактов.

Для более полной характеристики перемещений блоков гранита в период формирования пегматитовой жильной зоны необходимо отметить движения вдоль нее, которые привели к формированию сколовых зон, имеющих иное строение и направление, чем ранее рассмотренные зоны северо-западного простирания. Такие зоны наблюдались в пределах северного участка и на интервале жилы, расположенном между северным и южным участками. Они имеют простирание 45° и крутое (75°) падение на юго-восток при мощности 20—30 см (см. южную часть отрезка жилы на фиг. 2).

Эти зоны являются зонами коленообразных изгибов сподумена. Удлиненные зерна мелкозернистого сподумена располагаются здесь так, что образуют плавные, но достаточно крутые перегибы. При этом, если рассматривать зоны вкрест простирания, можно видеть, что в каждой их части кристаллы сподумена ориентированы параллельно. Смещения кристаллов сподумена ни в центральных, ни в других частях зон не отмечается. Границы зон отчетливо провести невозможно, поскольку сподумен постепенно приобретает направление, характерное для данных интервалов жил. Зерна кварца, участвующие в строении зон, имеют непра-

вого контакта (см. фиг. 1, б). Непонятна с этих позиций и различная ориентировка сподумена в одной и той же жиле со стороны западного и восточного контактов ксенолита (см. фиг. 2). Очевидно, эти факты можно объяснить лишь дифференциальными движениями блоков гранитов во время образования пегматитов.

По мнению С. Тугута (1953), развивающего гидродинамическую теорию образования пегматитов, кристаллы растут из жидкого раствора от контактов до внутренних частей пегматитовых жил.

Е. П. Малиновский (1959) при изучении Букукинского кварц-вольфрамитового месторождения наблюдал кристаллы кварца, косо ориентированные по отношению к контактам жил. По мнению этого автора, косая ориентировка связана с приоткрыванием трещин, происходившим одновременно с перемещением контактов жил в противоположных направлениях.

вильные, грубоизометричные очертания; лишь в центральных частях зон кварц приобретает форму несколько удлиненных выделений, изгибающихся в соответствии с изгибами кристаллов сподумена.

Особенности строения зон северо-восточного простираения приводят к представлению о заложении их в период формирования пегматитовых тел, но несколько позже образования отмеченных ранее сколовых зон северо-западного ($345\text{--}350^\circ$) простираения. Очевидно, пегматитовая жила ко времени образования северо-восточных зон была в достаточной мере консолидирована, поэтому зерна сподумена не могли разворачиваться вдоль этих зон, а сминались и без разрыва коленообразно изгибались. В то же время нельзя предположить, что заложение северо-восточных зон происходило после формирования пегматитовых жил, поскольку по простираению зоны не только не выходят в граниты, но и в некоторых случаях затухают в пегматитовых жилах, не достигая их контактов. Кроме того, на возникновение зон в процессе формирования пегматитов указывает некоторая вытянутость выделений кварца в центральных частях этих зон.

В случае, если бы зоны северо-восточного простираения формировались после образования пегматитов, должны были бы наблюдаться соотношения, которые отмечались при изучении пегматитовой жилы на участках ее смещения. Поздние трещины, секущие пегматитовые жилы, смещают здесь их контакты, а также срезают и перемещают зерна сподумена без какого-либо их изгибания. Кварц на этих участках сохраняет свои изометричные очертания.

Образование в пегматитовых жилах сколовых зон северо-восточного простираения свидетельствует о том, что в период их заложения происходило движение западных контактов жил к югу по отношению к восточным контактам.

В заключение рассмотрения вопроса о причинах изменения амплитуды смещения вдоль пегматитовых жил отметим перемещения, происшедшие после образования пегматитов.

Ранее указывалось, что в послепегматитовое время перемещений вдоль жил не было. Однако в этот период имели место смещения по крутопадающим близширотным трещинам, азимуты простираения которых отличаются на $20\text{--}50^\circ$ (см. диаграмму трещиноватости на фиг. 1, а). В процессе движения по этим трещинам перемещались в горизонтальном (широтном) и вертикальном направлениях отдельные, суживающиеся к западу и востоку блоки гранитов, пересекаемые пегматитовыми жилами; амплитуды перемещений достигают 1 м. Подобные перемещения происходили, главным образом, в пределах южного участка, где более широко развиты эти трещины. В процессе движения пород по различно ориентированным близширотным трещинам, очевидно, несколько сокращался объем гранитного массива в меридиональном направлении.

Приведенные данные позволяют говорить о множестве причин, влиявших на величины амплитуд перемещения вдоль пегматитовых жил в допегматитовое время, в период образования пегматитов и после их формирования.

Движения, происходившие по субмеридиональным трещинам в допегматитовое время, привели к различным по величине перемещениям на двух участках трещинной зоны; один из этих участков расположен вблизи южного фланга зоны, а другой — примерно в 200 м севернее. По-видимому, различие в амплитудах перемещения частично связано и с некоторой остаточной деформацией гранитов, обогащенных биотитом. Эта деформация могла иметь место в то время, когда гранитный массив был еще не полностью остывшим и легче подвергался деформации. Некоторое уменьшение объема гранитного массива в меридиональном

направлении обусловлено отчасти и близкими к вертикальным перемещениями по крутопадающим субширотным трещинам.

В период формирования пегматитов проявились движения, также влиявшие на величину амплитуд перемещения. Наблюдаемая ориентировка вытянутых кристаллов сподумена и положение ксенолитов указывают на становление пегматитов в пределах южного участка в процессе раскрытия трещин, без их перемещения, а на интервале жильной зоны, расположенном севернее, — в условиях раскрытия трещин и одновременного проскальзывания западных контактов жил относительно восточных к северу. На интервале жильной зоны, расположенном между северным и южным участками, где отдельные маломощные жилы соединяются в две-три относительно мощные ветви, проявляется, а по мере приближения к северному участку начинает преобладать косо по отношению к контактам жил ориентировка зерен сподумена; при этом в направлении к северному участку угол наклона зерен сподумена к контактам жил изменяется от $80-70^\circ$ до $60-65^\circ$. По всей вероятности, величина перемещений блоков, ограничивающих жилы с косо ориентированным сподуменом, в направлении к северному участку возрастала.

Наряду с этим, на одних и тех же интервалах жильной зоны можно видеть, что в одной пегматитовой жиле сподумен ориентирован косо, а в рядом расположенной параллельной жиле — перпендикулярно к ее контактам. Эти особенности могут найти объяснение в неравномерных движениях, при которых одни блоки гранитов в период образования пегматитов перемещались, а другие — находились в покое. Движения частично осуществлялись и по многочисленным субмеридиональным трещинам, не заполненным остаточным пегматитовым расплавом. Возможно, что подобные движения в этот период в какой-то мере имели место в пределах южного участка.

Равномерные движения блоков гранитов, ограничивающих пегматитовые жилы, на определенном этапе сменились движениями, происшедшими с большей скоростью; это вызвало дополнительные напряжения, которые привели к заложению системы линейных зон своеобразных сколов. Зоны ориентированы в северо-западном направлении, имеют характер оперяющих по отношению к трещинам, ограничивающим пегматитовые жилы, и указывают на то, что в период их заложения западные контакты жил перемещались относительно восточных к северу. Особенности строения зон свидетельствуют об относительном времени их заложения. Очевидно, в полностью консолидированных пегматитовых телах оперяющие трещины были бы выражены прямолинейными сколовыми нарушениями, по которым должны были происходить смещения. Однако в действительности этого не отмечается; наблюдаемые соотношения указывают на образование зон в период, когда пегматиты не были полностью раскристаллизованы и обладали определенными пластическими свойствами. В это время вдоль северо-западных зон проявлялись дополнительные местные давления в условиях, в которых кварц кристаллизовался в форме вытянутых жилообразных выделений, а сподумен изменял ориентировку, располагаясь вдоль этих зон.

Северо-западные зоны обычно берут начало у остроконечных или угловатых выступов гранитов; по-видимому, здесь при деформациях концентрировались наиболее интенсивные напряжения. Развитие северо-западных зон лишь в пределах северного участка показывает, что дополнительные перемещения, вызвавшие их образование, имели место только в этой части жилы и отсутствовали в районе южного участка.

Образование косо ориентированных директивных структур и северо-западных зон своеобразных сколов происходило в то время, когда пегматитовый расплав не был еще в достаточной степени консолидирован

и могли образоваться струйчатые выделения кварца и проявляющиеся вдоль определенных направлений изгибы кристаллов сподумена. К этому времени относится также перемещение широтных блоков гранитов внутрь формирующихся пегматитовых жил. Против выступающих в жилы блоков кварц выделялся в виде причудливо изогнутых струйчатых зон; в этом же направлении ориентированы и изгибающиеся зерна сподумена. Очевидно, что изгибающиеся зоны явились результатом дополнительных местных давлений, связанных с внедрением широтных блоков внутрь кристаллизующейся жилы. Перемещения широтных блоков отмечены на южном участке и не наблюдаются на площади северного участка. Следствием перемещения блоков явилось некоторое сокращение в меридиональном направлении объема гранитного массива в пределах южного участка.

На более поздних этапах формирования пегматитовых жил, когда остаточный пегматитовый расплав был уже в значительной степени консолидирован, направления движений контактов пегматитовых жил изменились на обратные — западные блоки гранитов начали перемещаться относительно восточных к югу. При этом в пегматитовых телах была заложена система оперяющих своеобразных сколов северо-восточного направления, сопряженных с близмеридиональными трещинами. В связи с тем, что пегматитовые тела обладали еще некоторыми пластическими свойствами, сколовые зоны проявились в виде зон изгиба удлиненных зерен сподумена, а в центральных частях зон кварц кристаллизовался в форме выделений, вытянутых вдоль зерен сподумена. Поскольку сподумен изгибается без разрыва, а кварц в центральных частях зон образует удлиненные зерна, можно считать, что в период заложения зон еще имела место кристаллизация минералов, составляющих пегматитовые тела.

Северо-восточные зоны отмечены в пределах северного участка и на интервале жильной зоны, расположенном между северным и южным участками. Очевидно, что в этом районе происходили перемещения западных блоков гранитов относительно восточных блоков к югу. Эти движения оказали некоторое влияние на общую величину амплитуды перемещения вдоль пегматитовой жильной зоны.

После образования пегматитов происходили перемещения по различным ориентированным близширотным трещинам, развитым, главным образом, в пределах южного участка. Эти движения также повлияли на величину амплитуды перемещения по жильной зоне.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение пегматитовой жильной зоны позволило установить значительное (около 7 м) различие в величинах амплитуд перемещений на интервалах зоны, расположенных на расстоянии около 200 м один от другого. Выясняется большое разнообразие причин, которые могли повлиять на величины перемещений. К этим причинам относятся некоторая возможная остаточная деформация гранитного массива и сокращение его объема в меридиональном направлении за счет вертикальных движений по близширотным трещинам в допегматитовое время. В период образования пегматитов происходили движения западных контактов жил относительно восточных к северу, а в более позднее время направление движения изменилось на обратное. Имело место также перемещение широтных блоков гранитов внутрь формирующихся жил. В послепегматитовое время происходили движения по различным ориентированным трещинам близширотного простирания.

Отмеченные движения различного времени проявились в разной степени в пределах северных и южных интервалов пегматитовых жил, что

оказало определенное влияние на различие величин перемещения в пределах этих интервалов жил.

Изучение жильной зоны показывает, что в процессе ее формирования тектоническая обстановка была беспокойной. На участках относительно мощных интервалов жил, наряду с приоткрыванием трещин, происходило также перемещение блоков гранитов, расположенных по обе стороны от этих трещин, что привело к косою по отношению к контактам жил ориентировке сподумена, полевого шпата и частично кварца, а также к смещению ксенолитов гранита. Ускорение движений контактов жил вызвало заложение северо-западных зон своеобразных сколов, вдоль которых сподумен изменяет ориентировку, а кварц приобретает форму жилообразных выделений. Зоны имеют характер оперяющих нарушений, сопряженных с трещинами, определяющими контакты пегматитовых жил. В это же время происходило перемещение широтных блоков гранитов внутрь жил, приведшее к причудливым изгибам сподумена и струйчатого кварца. В более поздний период, при изменившихся направлениях движений, были заложены сколы северо-восточного простирания, также имеющие характер оперяющих нарушений по отношению к трещинам, определяющим контакты пегматитовых жил. В пределах этих зон отмечаются коленообразные изгибы зерен сподумена.

Все приведенные данные показывают, что тектонически беспокойная обстановка сохранялась в различные периоды формирования пегматитовых жил.

ЛИТЕРАТУРА

- Берч, Френсис и др. Справочник для геологов по физическим константам. М., Изд-во иностр. лит., 1949.
- Гинзбург И. В. К происхождению ориентированных текстур сподуменовых и лепидолито-сподуменовых пегматитов.— Труды Минералогич. музея, 1961, вып. 11.
- Гинзбург А. И. О некоторых особенностях сподуменовых месторождений.— Разведка недр, 1950, № 1.
- Григорьев Д. П. Кристаллизационная сила минералов.— Природа, 1960, № 11.
- Кузнецов В. И. 1. Связь пегматитов с развитием трещин во вмещающих породах на примере одного месторождения.— Научные записки Львовского политехнического университета, 1955, вып. 28, сер. нефт., № 5.
- Кузнецов В. И. 2. Развитие трещин и отношение к ним пегматитовых жил на одном из месторождений гранитных пегматитов.— Труды ИГН АН СССР, 1955, вып. 162, сер. рудн. м-ний, № 17.
- Малиновский Е. П. Некоторые вопросы генезиса пологопадающих кварцево-вольфрамитовых жил Букуинского месторождения. В сб.: «Материалы по геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии». М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Тугут С. Гидродинамическая теория образования пегматитовых жил.— Бюллетень Польской Академии наук, отд. III, 1953, I, № 5.

Б. В. КРИСТАЛЬНЫЙ

**СТРУКТУРНЫЕ ТИПЫ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ
ГЛАВНЕЙШИХ РУДОНОСНЫХ ЗОН
ЧОРУХ-ДАЙРОНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ**

Рудоносные зоны Чорух-Дайронского рудного поля представляют собой наиболее хорошо вскрытые месторождения, связанные с существенно инфильтрационными жильными скарнами, залегающими целиком среди гранитоидов, вне видимой связи с карбонатными породами. Рудное поле расположено в Таджикской ССР к северу от г. Ленинабада и объединяет три рудных участка — собственно Чорух-Дайронский, Шурале и Хам-Рабат.

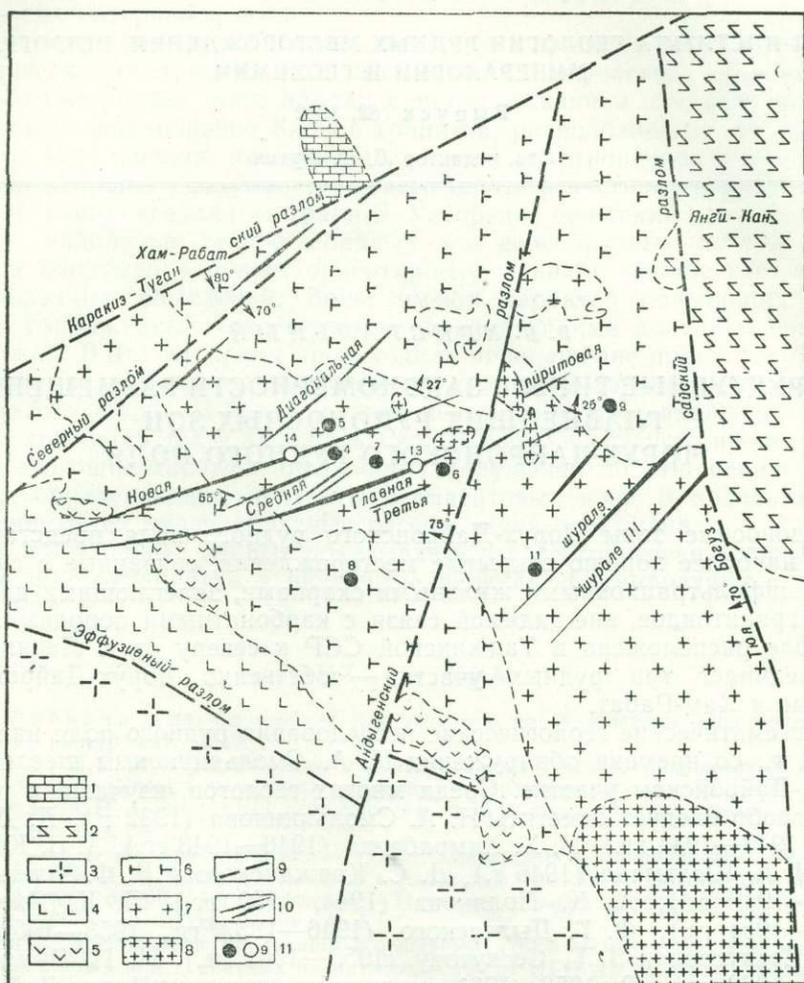
Систематические геологические исследования рудного поля начались с 1931 г., со времени обнаружения Н. А. Смольяниновым шеелита на Чорух-Дайронском участке. Среди многих геологов, изучавших рудное поле, особо следует отметить Н. А. Смольянинова (1932 г.), Д. Д. Мотина (1943—1944 гг.), И. Х. Хамрабаева (1946—1948 гг.), А. В. Королева и П. А. Шехтмана (1946 г.), Д. С. Коржинского и В. Ф. Чернышева (1946—1947 гг.), А. К. Полякова (1944, 1959 гг.), Л. К. Яхонтову (1949—1951 гг.), Ф. Г. Дылевского (1946—1957 гг., 1953—1962 гг.), А. А. Сескутова и З. Г. Сескутову (1955—1961 гг.), Н. И. Румянцеву (1956—1962 гг.). В 1958—1961 гг. рудные участки Чорух-Дайрон и Шурале изучались автором.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИИ РУДНОГО ПОЛЯ

Чорух-Дайронское рудное поле (фиг. 1) располагается в северо-восточной оконечности хребта Могол-Тау, представляющего собой крупное антиклинальное поднятие северо-восточного близширотного направления.

Рудное поле сложено изверженными породами, самыми древними из которых являются эффузивы и их экструзивные аналоги, относимые И. П. Кушнаревым и А. Б. Кажданом (1958) к акчинской свите (S_3^1). В юго-западной части рудного поля экструзивные образования по Эффузивному разлому, имеющему северо-западное ($290-320^\circ$) простирание и крутое падение к юго-западу, прорывают музбекские гранодиориты среднекарбового возраста (Карпова, 1960), а эффузивы в виде полосы, параллельной разлому, залегают на размытой поверхности этих гранодиоритов.

По данным Д. Д. Мотина, мощность покровных эффузивов не превышает 200—230 м. Им же отмечено наличие в эффузивах слоистости и флюидалности, ориентировка которых совпадает и характеризуется



Фиг. 1. Схема геологического строения Чорух-Дайронского рудного поля (составлена И. Х. Хамрабаевым с использованием данных Е. Д. Карповой и П. Н. Соколова, Д. Д. Мотина и А. К. Полякова; дополнена данными А. А. Сескутова и З. Г. Сескутовой):

1 — известняки (D_3-C_1); 2 — лавы и пирокластические образования андезитового и дацитового состава, кремнистые сланцы (мынбулакская свита — $C_{1,2}$); 3 — музбекские гранодиориты (C_2); 4 — эффузивы и экструзивы акчинской свиты (C_3); 5 — чорух-дайронские пироксеновые диориты; 6 — чорух-дайронские монциты; 7 — чорух-дайронские гранодиориты; 8 — чорух-дайронские гранит-порфиры и гранодиорит-порфиры; 9 — тектонические разломы; 10 — рудоносные зоны; 11 — обнажения на поверхности и в подземных выработках

северо-западным ($300-320^\circ$) простиранием и пологим ($15-20^\circ$) падением к северо-востоку.

По данным Л. К. Яхонтовой, породы акчинской свиты представлены (от древних к молодым): лабрадор-амфиболовыми порфиритами, пироксеновыми порфиритами, дацитовыми порфиритами, туфами и туфобрекчиями с обломками перечисленных выше порфиритов и кварцевыми порфиритами.

И. Х. Хамрабаев отмечает сходный химический и минеральный состав экструзивных образований и покровных эффузивов и взаимные переходы между ними. Этим автором установлено наличие вдоль Эффузивного

разлома отдельных выходов экструзивных пород овальной формы и их крутое секущее залегание.

Эффузивы и их экструзивные аналоги прорываются серией даек уралитизированных диабазовых, лабрадорových и микродиабазовых порфиритов различной протяженности (до 4 км) и мощности (до 25 м). Возраст даек определяется И. П. Кушнаревым и В. Н. Левиным как верхнепермский. В эффузивах дайки выполняют разрывы северо-восточного (50—70°), запад-северо-западного (230—320°) и северо-западного (330—340°) простирания. По данным А. К. Полякова, подавляющее большинство даек в эффузивах выполняет северо-восточные трещины.

Спорным является вопрос об относительном возрасте эссекситовых порфиритов, образующих, по данным Д. Д. Мотина, массив овальной формы, вытянутый в северо-западном направлении, площадью 500×300 м. По Л. К. Яхонтовой, эссекситовые порфириты прорывают кварцевые порфиры акчинской свиты. Д. Д. Мотин считает их конечным членом серии эффузивных и экструзивных пород акчинской свиты. И. Х. Хамрабаев рассматривает эссекситовые порфириты как ранний член серии интрузий чорух-дайронского комплекса (Хамрабаев, 1949); Л. К. Яхонтова относит их к образованиям более молодым, чем верхнепермский дайковый комплекс, но не связывает эссекситовые порфириты с чорух-дайронским комплексом интрузий.

Эффузивные породы прорываются, а дайки верхнепермского дайкового комплекса срезаются рядом небольших самостоятельных, но генетически связанных между собой интрузивов чорух-дайронского комплекса. Породы этого комплекса детально описаны в литературе (Смолянинов и др., 1935; Абдуллаев, 1947; Бутакова, 1947; Хамрабаев, 1949; Жариков, 1959). Они представлены (от древних к молодым): пироксеновыми диоритами, монцонитами (жильная фация — диабазовые порфириты, монцонит-порфиры, монцонит-аплиты), гранодиоритами, гранодиорит-порфирами и гранит-порфирами, аплит-порфирами (жильная фация — аплиты, пегматиты, лампрофиры?).

Интрузивы чорух-дайронского комплекса слагают дугообразный массив, в общем вытянутый в северо-западном направлении. По мнению Е. Д. Карповой и П. Н. Соколова, магмы, обусловившие формирование этих пород, внедрялись в участок земной коры, представляющий собой южное крыло крупной синклинальной складки близширотного направления, сложенной эффузивами средне- и верхнепалеозойского возраста. Дугообразная форма массива чорух-дайронского комплекса, возможно, была обусловлена внедрением магмы вдоль разрывов двух направлений — северо-западного и близмеридионального, соответствующих направлениям Эффузивного и Тюя-Богуз-сайского разломов.

Нижняя возрастная граница чорух-дайронского комплекса устанавливается по взаимоотношению с верхнепермскими дайками, которые являются более древними. Верхняя возрастная граница не установлена. И. П. Кушнарев считает возраст интрузий чорух-дайронского комплекса верхнепермским-нижнетриасовым (?). Того же мнения придерживаются В. А. Жариков (1959), В. И. Рехарский и О. В. Крутецкая (1961).

Пироксеновые диориты обнажаются в виде четырех небольших массивов, вытянутых в северо-западном направлении вдоль Эффузивного разлома. Они прорывают и метаморфизуют акчинские эффузивы, срезают верхнепермские дайки уралитизированных диабазовых и лабрадорových порфиритов и содержат большое количество ксенолитов этих пород. В контакте с эффузивами пироксеновые диориты образуют порфиновые разности — монцонит-порфиры (Жариков, 1959).

Монцониты слагают два вытянутых в северо-западном направлении массива — один на севере, другой на юго-западе рудного поля. Они прорывают и метаморфизуют эффузивы и пироксеновые диориты

ти включают большое количество ксенолитов этих пород. Дайки пород жильной фации монцонитов протяженностью до 200 м и мощностью до 7 м в основном выполняют трещины восток-северо-восточного ($60-75^\circ$) простирания, круто падающие ($70-85^\circ$) к юго-востоку. И. Х. Хамрабаев считает, что оба массива монцонитов первоначально представляли собой единый интрузив в виде сочетания приуроченного к Эффузивному разлому дайкообразного тела, круто падающего на юго-запад (массив на юго-западе рудного поля), и отходящего от него силлообразного тела (массив на севере рудного поля) мощностью в сотни метров, полого погружающегося к север-северо-востоку. Кровлю пологой части массива слагали акчинские эффузивы. Дайкообразное тело образует дугообразный изгиб, выпуклый к север-востоку.

Чорух-дайронские гранодиориты слагают центральную часть рудного поля, создавая массив, вытянутый в северо-западном направлении, а также несколько мелких массивов среди северного массива монцонитов. Они прорывают монцониты, образуя апофизы, пересекающие также дайки монцонит-аплитов, и содержат большое количество ксенолитов монцонитов. Выделяются пироксен-биотитовые, амфибол-биотитовые и биотитовые разновидности.

По данным Л. К. Яхонтовой, пироксен-биотитовые гранодиориты, распространенные в западной части гранодиоритового интрузива, слагают его верхние части, прорвавшие монцонитовую кровлю, что обусловило их повышенную основность и признаки гибридности. Л. К. Яхонтова отмечает, что пироксен-биотитовые гранодиориты с глубиной переходят в биотитовые, слагающие восточную часть интрузива. Амфибол-биотитовые гранодиориты, по данным Л. К. Яхонтовой, образуют ореол по контакту с монцонитами, шириной около 200 м, и являются контактовой разновидностью гранодиоритов, находящихся под покровом монцонитов.

Интрузив гранодиоритов повторяет дугообразный изгиб дайкообразного тела монцонитов с выпуклостью к север-востоку; направление его длинной оси меняется от северо-западного близмеридионального в юго-западной части до широтного — в северо-западной. Гранодиориты с монцонитами юго-западного массива, по данным А. А. Сескутова и З. Г. Сескутовой, имеют крутой контакт, падающий к юго-западу под углами $50-80^\circ$, а с монцонитами северного массива — пологий контакт, падающий к север-востоку под углами $25-45^\circ$. По мнению И. Х. Хамрабаева, контакт полого погружается согласно с залеганием монцонитового силлообразного тела, которое являлось кровлей гранодиоритов.

Породы более молодые, чем гранодиориты, — гранодиорит-порфиры и гранит-порфиры — образуют несколько мелких массивов, концентрирующихся в центральной части массива гранодиоритов, в зоне его перегиба. Местами они слагают эндоконтактовые зоны гранодиоритового интрузива, а также образуют крупный штокообразный массив в юго-восточной части рудного поля. Все массивы гранодиорит-порфиров и гранит-порфиров вытянуты в северо-западном направлении. Е. Л. Бутакова (1947) отмечает, что контакты этих пород с гранодиоритами носят двоякий характер: наряду с нормальными интрузивными контактами, те же самые тела гранодиорит-порфиров и гранит-порфиров имеют постепенные переходы к вмещающим их гранодиоритам. По данным И. Х. Хамрабаева и Е. Л. Бутаковой, гранодиорит-порфиры и гранит-порфиры по минеральному составу аналогичны гранодиоритам, отличаясь от них количественными соотношениями отдельных минералов и порфировой структурой.

Среди гранодиорит-порфиров и гранит-порфиров Л. К. Яхонтова выделила тела аплит-порфиров, вытянутые в северо-западном направлении. Аплит-порфиры образуют с вмещающими их породами постепенные переходы.

Аплитовые тела в виде жил, штокообразных и пластообразных тел залегают в гранодиоритах, гранодиорит-порфирах и гранит-порфирах. По наблюдениям Л. К. Яхонтовой, жилы аплитов среди гранодиоритов в наибольшей степени сконцентрированы в центральной части массива гранодиоритов, вблизи мелких массивов гранодиорит-порфиров и гранит-порфиров. С аплит-порфирами аплитовые тела имеют постепенные переходы; с гранодиорит-порфирами, гранит-порфирами и гранодиоритами контакты их резкие. Протяженность аплитовых жил достигает 200 м при мощности до 1 м; мощность пластообразных тел — до 20 м.

Среди гранодиоритов и гранодиорит-порфиров Д. Д. Мотиным и И. Х. Хамрабаевым закартировано несколько линзообразных тел пегматитов (протяженностью 6—15 м и мощностью 0,3—3 м) северо-восточного (40—50°) простирания при крутом (70—75°) падении на юго-восток.

В центральной части массива гранодиорит-порфиров и гранит-порфиров, на юго-востоке рудного поля, И. Х. Хамрабаевым была закартирована дайка лампрофиров промежуточного керсантит-спессартитового состава протяженностью около 200 м, мощностью 0,5—0,7 м, северо-восточного (38—42°) простирания и крутого (70—80°) падения на юго-восток. Вторая аналогичная дайка установлена Е. Д. Карповой и П. Н. Соколовым в южной части этого массива.

Исследователи, изучавшие интрузивные породы чорух-дайронского комплекса, указывают на их тесное генетическое родство. Характерные признаки этих пород — постепенное возрастание кислотности более молодых пород и повышенная щелочность различных по кислотности дифференциатов, связанная с увеличенной щелочностью магмы, поступившей из дифференцировавшегося очага (Жариков, 1959). По мнению И. Х. Хамрабаева, интрузивы чорух-дайронского комплекса формировались в гипабиссальных условиях, о чем, в частности, свидетельствует очень слабое развитие пегматитов при относительно широком развитии аплитов.

В пределах Чорух-Дайронского рудного поля прослеживаются пять региональных разломов: Эффузивный, Каракиз-Туганский, Тюя-Богузсайский, Андыгенский и Северный.

Эффузивный разлом ограничивает рудное поле с юга и маркируется полосой акчинских эффузивов и телами их экструзивных аналогов. По мнению Д. Д. Мотина, разлом был заложен до внедрения музбекских гранодиоритов среднекарбонového возраста и неоднократно подновлялся вплоть до внедрения чорух-дайронского интрузивного комплекса, после чего его подновления не происходило.

Каракиз-Туганский разлом является западной частью Кызыл-Турского разлома, установленного Ф. И. Вольфсоном и Н. С. Горшковым. Разлом характеризуется северо-восточным (60—70°) простиранием и крутым (70—80°) падением к юго-востоку. К западу от рудного поля разлом прослежен в музбекских гранодиоритах, акчинских эффузивах и монцонитах чорух-дайронского комплекса в виде мощной (до 100 м) зоны раздробленных окварцованных и ожелезненных пород, содержащих многочисленные кварцевые жилы с гематитом и пиритом мощностью до 0,5 м. На севере рудного поля разлом перекрыт современными отложениями. Его наличие здесь можно предполагать по смене интрузивов чорух-дайронского комплекса к северу известняками D_3-C_1 (см. фиг. 1) и раздробленными ожелезненными музбекскими гранодиоритами. К северо-востоку от рудного поля разлом прослежен в кызылнуринских кварцевых порфирах (P_2) в виде мощной (до 250 м) зоны дробления, карбонатизации и ожелезнения с многочисленными карбонатными жилами мощностью до 0,5 м.

Тюя-Богузсайский разлом проходит по долине сая того же названия и на востоке рудного поля отделяет эффузивно-осадочные

образования мынбулакской свиты ($C_{1=2}$) площади Янги-Кан (см. фиг. 1) ст интрузивов чорух-дайронского комплекса. Разлом подсечен рядом скважин, имеет близмеридиональное ($350-10^\circ$) простираение и крутое ($70-80^\circ$) падение к западу. По данным А. А. Сескутова и З. Г. Сескутовой, он представляет собой мощную зону раздробленных ожелезненных пород, сопровождающуюся эпидотизацией, альбитизацией и окварцеванием.

Андыгенский разлом характеризуется северо-восточным близмеридиональным ($0-20^\circ$) простираением и крутым ($70-80^\circ$) падением к северо-западу. В южной части, в пределах музбекских гранодиоритов, разлом, по данным Д. Д. Мотина, представляет собой зону раздробленных, участками скаполитизированных гранодиоритов мощностью в несколько метров; в этой зоне наблюдаются скаполитовые, скаполит-турмалиновые и кварц-турмалиновые жилки, а также мелкие тела гранатовых скарнов. В северной части разлом проходит по центральному участку рудного поля и в обнажениях среди монцититов и гранодиоритов представлен мощной (до 40 м) зоной раздробленных и ожелезненных пород. По данным В. Ф. Чернышева, в этой части разлома к нему приурочены скаполитовые и альбитовые жилки, а в его зальбандах встречаются параллельные ему жилки гранатового и пирит-халькопирит-альбитового состава. Л. К. Яхонтова отмечает в зоне разлома также кварцевую, баритовую и кальцитовую минерализацию. В зоне разлома широко проявлены послеминерализационное дробление и перетирание пород с образованием мощной глинки трения.

Северный разлом (северо-восточная часть разлома Становой жилы) прослежен в северо-западной части рудного поля и характеризуется северо-восточным ($40-50^\circ$) простираением и крутым ($70-75^\circ$) падением к юго-востоку. По данным А. А. Сескутова и З. Г. Сескутовой, Северный разлом представляет собой мощную (до 50 м) зону относительно непротяженных, кулисообразно расположенных разрывов, выполненных жилами карбонат-кварц-баритового состава, несущих незначительную халькопиритовую, галенитовую, сфалеритовую, гематитовую и шеелитовую минерализацию. В зоне разлома широко проявлены послеминерализационные брекчия и тектоническая глинка.

По данным И. П. Кушнарева и В. Н. Левина, описанные выше последние четыре разлома были заложены до формирования интрузивов чорух-дайронского комплекса.

Эффузивный, Каракиз-Туганский, Тюя-Богуз-сайский, Андыгенский и Северный разломы пересекают рудное поле на ряд клиновидных блоков, в которых, — главным образом среди гранодиоритов и в меньшей степени среди монцититов, — развито большое количество более мелких тектонических разрывов северо-восточного простираения с крутым падением к юго-востоку и северо-западу, образующих рудоносные зоны. В блоке между Тюя-Богуз-сайским и Андыгенским разломами эти зоны слагают участок Шурале (зоны Шурале I, Шурале III и др.); в блоке между Андыгенским и Северным разломами располагаются зоны Чорух-Дайронского участка (зоны Главная, Новая, Диагональная и др.).

Изложенные факты показывают, что рудное поле размещается в узле сопряжения пяти крупных разломов, заложенных еще до внедрения чорух-дайронского интрузивного комплекса. Интрузивы образовались в результате магматической деятельности в верхнепермское-нижнетриасовое время, с которой исследователями связывается проявленное в пределах рудного поля оруденение. Интрузии чорух-дайронского комплекса внедрялись в ослабленный участок земной коры, по-видимому, по разрывам двух основных направлений, соответствующих направлениям Эффузивного и Тюя-Богуз-сайского разломов; в результате этого возникший массив имеет теперь дугообразную форму. В процессе формиро-

вания массива и в последующее время в участке его изгиба концентрировались максимальные тектонические напряжения, неоднократная разрядка которых приводила к образованию здесь наиболее многочисленных тектонических разрывов и к их подновлению. Здесь же локализовалось и подавляющее большинство рудоносных зон.

ДОРУДНАЯ ТРЕЩИННАЯ ТЕКТОНИКА РУДОВМЕЩАЮЩИХ ИНТРУЗИВОВ МОНЦОНИТОВ И ГРАНОДИОРИТОВ

Ориентированное строение пород и первичная трещиноватость монцонитов и гранодиоритов чорух-дайронского комплекса изучались Д. Д. Мотиным, А. К. Поляковым, И. Х. Хамрабаевым и Е. Л. Бутаковой (1947). Ориентированное строение монцонитов и гранодиоритов устанавливается по редко наблюдающемуся параллельному расположению кристаллов пироксена, амфибола, скоплений темноцветных породообразующих минералов (шлиров), зерен плагиоклаза и ксенолитов. Выявляется линейная и плоскопараллельная ориентировка перечисленных выше элементов структуры (т. е. линейность и полосчатость). Всеми исследователями отмечается закономерное сопряжение первичной трещиноватости с ориентированным строением пород.

Ориентированное строение монцонитов наблюдалось Е. Л. Бутаковой и в южном, и в северном массивах. В первом из них проекция линейности на горизонтальную плоскость и полосчатость имеют близмеридиональное северо-западное ($340-360^\circ$) простирание. Полосчатость породы круто ($70-90^\circ$) падает к юго-западу и северо-востоку. Во втором массиве проекция линейности на горизонтальную плоскость и полосчатость имеют меридиональное ($350-10^\circ$) простирание; полосчатость круто падает ($70-90^\circ$) к юго-западу и северо-западу.

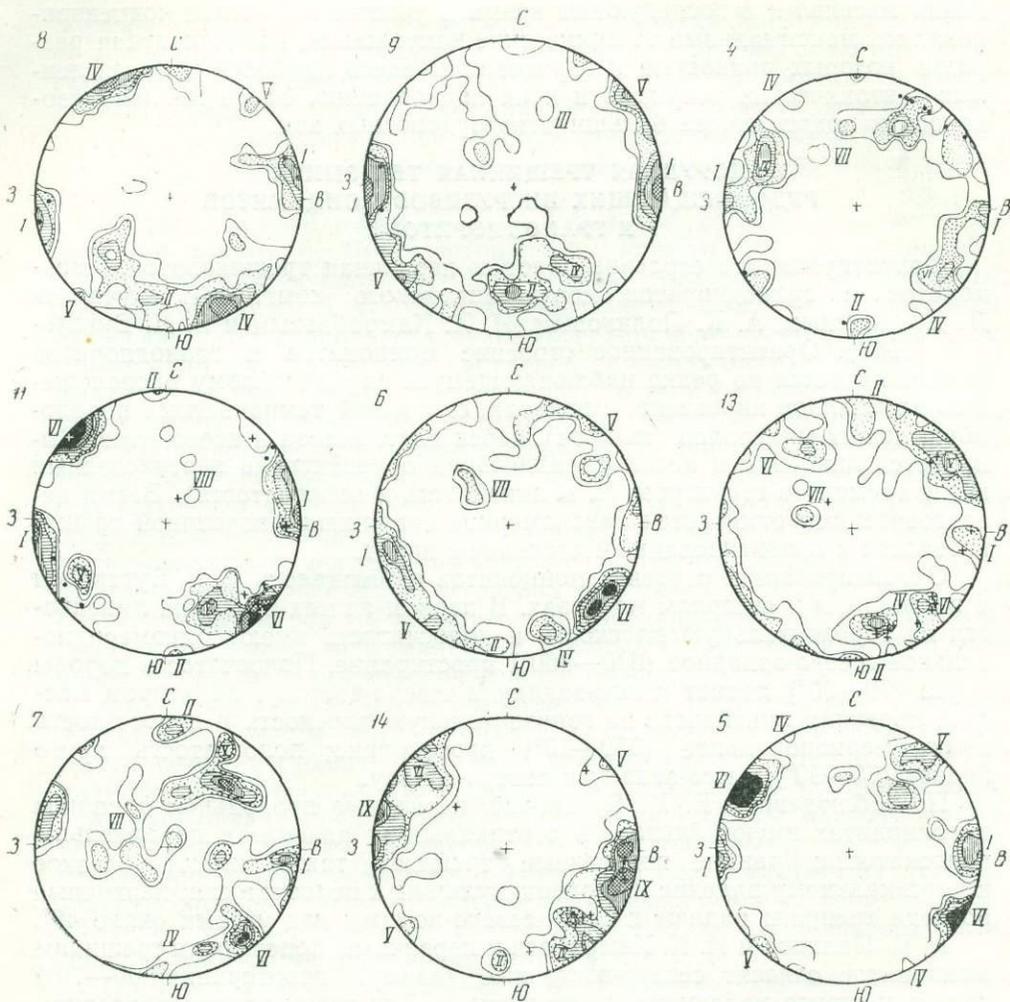
По наблюдениям Е. Л. Бутаковой, первичные продольные трещины в монцонитах имеют близкое к вертикальному падение и параллельны полосчатости; ранние поперечные трещины также имеют близкое к вертикальному падение и перпендикулярны к полосчатости; первичные пологие трещины падают к север-северо-востоку под углами около 40° .

А. К. Поляков и И. Х. Хамрабаев к первичным поперечным трещинам монцонитов относят северо-восточные (азимут простирания $60-70^\circ$) трещины, круто падающие к юго-востоку. Эту точку зрения поддерживают также А. В. Королев и П. А. Шехтман.

Для характеристики трещиноватости монцонитов нами были произведены массовые измерения элементов залегания трещин в южном и северном массивах монцонитов (фиг. 1, обнажения 8 и 9) и построены диаграммы их ориентировки (фиг. 2, диаграммы 8 и 9). На диаграммы нанесены также элементы залегания полосчатости, установленные Е. Л. Бутаковой для каждого из массивов.

На рассматриваемых диаграммах максимум *I* характеризует трещины, ориентированные параллельно полосчатости и занимающие положение первичных продольных трещин массивов монцонитов (система *I*). Максимум *II* иллюстрирует положение трещин, ориентированных почти перпендикулярно (диаграмма 8) либо перпендикулярно (диаграмма 9) к простиранию полосчатости и занимающих положение первичных поперечных трещин (система *II*). Максимум *III* (диаграмма 9) характеризует трещины, занимающие положение выделяемых Е. Л. Бутаковой первичных пологих трещин монцонитов (система *III*). Наблюдается строгое совпадение ориентировки трещин системы *I* с ориентировкой полосчатости монцонитов и в южном, и в северном массивах, несмотря на несколько различную ориентировку в них полосчатости.

Максимум *IV* отражает положение трещин восток-северо-восточного (около 60°) простирания, круто падающих к юго-востоку и северо-западу



Фиг. 2. Диаграммы ориентировки трещин в монцонитах и гранодиоритах чорух-дайронского комплекса (номера диаграмм соответствуют номерам обнажений на фиг. 1, кружками показаны полюсы ориентировки плоско-параллельной текстуры, крестиками — полюсы ориентировки тел аплитов):

8 — в монцонитах, 150 измерений, <1-2-4-6-10<% ; 9 — в монцонитах, 160 измерений, <1-2-4-6-10<% ; 4 — в гранодиоритах, 103 измерения, <1-2-4-6<% ; 11 — в гранодиоритах, 142 измерения, <1-2-4-6-10-20<% ; 6 — в гранодиоритах, 150 измерений, <1-2-4-6-10<% ; 13 — в гранодиоритах, 145 измерений, <1-2-4-6<% ; 7 — в гранодиоритах, 100 измерений, <1-2-4-6-10<% ; 14 — в гранодиоритах, 87 измерений, <1-2-4-6-10<% ; 5 — в гранодиоритах, 150 измерений, <1-2-4-10-20<%

и повторяющих направление трещин в акчинских эффузивах, выполненных дайками верхнепермского дайкового комплекса. К трещинам систем I, II и особенно IV приурочены породы жильной фации монцонитов (наблюдения Д. Д. Мотина и автора).

Максимум V характеризует трещины монцонитов северо-западного (310—320°) простирания, круто падающие к юго-западу и северо-востоку; они параллельны Эффузивному разлому и повторяют направление трещин в акчинских эффузивах, выполненных дайками пород верхнепермского дайкового комплекса (система V).

Форма массивов чорух-дайронских гранодиоритов и элементы залегания их контактов с монцонитами позволяют считать, что внедрение

гранодиоритовой магмы происходило по трещинам всех рассмотренных выше систем — I, II, III, IV и V.

В гранодиоритах проекция линейности на горизонтальную плоскость и полосчатость, по наблюдениям Е. Л. Бутаковой, имеют простирание, меняющееся от север-северо-западного (около 340°) в юго-восточной части интрузива до запад-северо-западного (около 280°) в его северо-западной части; устанавливаются крутые углы падения ($70-90^\circ$) полосчатости, преимущественно к юго-западу и северо-востоку.

Первичные продольные трещины в гранодиоритах, по данным Е. Л. Бутаковой, параллельны полосчатости и меняют свою ориентировку в соответствии с изменением ориентировки последней в различных частях массива. Первичные поперечные трещины ориентированы перпендикулярно к продольным трещинам в различных частях массива, соответственно меняя свое простирание от 70° в юго-восточной части массива до 10° в северо-западной, при крутом ($65-90^\circ$) падении к юго-востоку. Первичные пологие трещины в гранодиоритах, по наблюдениям Е. Б. Бутаковой, падают к северо-востоку под углами $0-5^\circ$.

По данным Д. Д. Мотина, первичные продольные трещины в гранодиоритах характеризуются северо-западным простиранием ($300-350^\circ$) и крутым ($70-90^\circ$) падением на юго-запад, первичные поперечные трещины — северо-восточным ($40-60^\circ$) простиранием и крутым ($65-80^\circ$) падением на юго-восток, первичные пологие — северо-восточным ($40-50^\circ$) простиранием и падением к северо-западу под углами $18-20^\circ$.

По данным А. К. Полякова, первичные продольные трещины в гранодиоритах имеют северо-западное ($300-350^\circ$) простирание и крутое падение к северо-востоку и юго-западу, поперечные — северо-восточное ($45-50^\circ$) простирание и крутое ($60-90^\circ$) падение к юго-востоку, пологие — падение на северо-запад под углами $15-25^\circ$. По наблюдениям И. Х. Хамрабаева, у первичных продольных трещин в гранодиоритах — северо-западное простирание от 300° в северо-западной части массива до 330° в северо-восточной части и крутое падение ($60-70^\circ$) к юго-западу; у поперечных трещин — северо-восточное ($35-45^\circ$) простирание и крутое падение (75°) к юго-востоку как в северо-западной, так и в северо-восточной частях массива; первичные пологие трещины в юго-восточной части массива имеют северо-западное ($300-310^\circ$) простирание и падение к северо-востоку под углами $20-40^\circ$.

Таким образом, все исследователи примерно однозначно решают вопрос об ориентировке первичных трещин в гранодиоритах.

Наши наблюдения над первичной трещиноватостью гранодиоритов в общем не противоречат данным предыдущих исследователей и также показывают изменение ориентировки первичных трещин в гранодиоритах в зависимости от положения участка в различных частях массива — северо-западной, центральной или юго-восточной. Изменение ориентировки трещин от одной части массива к другой происходит относительно постепенно и согласуется с изменением элементов залегания линейности и полосчатости пород.

На участках Чорух-Дайрон и Шурале нами были произведены массовые измерения элементов залегания трещин в обнажениях, расположенных приблизительно в центральных частях этих площадей (см. фиг. 1, обнажения 4 и 11), и построены диаграммы их ориентировки (см. фиг. 2, диаграммы 4 и 11). На диаграммы нанесены также элементы ориентировки полосчатости гранодиоритов, полученные Е. Л. Бутаковой для этих площадей. На рассматриваемых диаграммах максимум V характеризует трещины, ориентированные параллельно полосчатости и занимающие положение первичных продольных трещин в этих частях массива (система V). Последнее подчеркивается строгой

зависимостью ориентировки трещин этой системы от ориентировки элементов строения пород, в частности,—полосчатости, что четко видно из сравнения диаграмм 4 и 11.

На каждой из диаграмм максимум V занимает различное положение, отражая положение максимума точек, характеризующих элементы залегания полосчатости. Трещины системы V на участках Чорух-Дайрон и Шурале характеризуются соответственно средними простирающими 305 и 325° и крутым падением на первом преимущественно к северо-востоку, а на втором — преимущественно к юго-западу. Трещины системы V в гранодиоритах, занимающие положение первичных продольных трещин, близки по ориентировке трещинам системы V в монцонитах, что дало нам основание рассматривать их как трещины одной системы, но возникшие в разное время.

Максимум VI характеризует трещины, ориентированные почти перпендикулярно к простираанию полосчатости и занимающие положение первичных поперечных трещин в гранодиоритах (система VI). Из диаграмм 4 и 11 (см. фиг. 2) видно, что максимум VI на каждой из них занимает несколько различное положение; это согласуется с разным положением максимумов точек, определяющих элементы залегания полосчатости на участках Чорух-Дайрон и Шурале. Трещины системы VI на этих площадях в гранодиоритах характеризуются средними простирающими соответственно 35 и 45° и крутым падением на обеих площадях к северо-западу и юго-востоку. Трещины этой системы широко развиты в гранодиоритах на участках Чорух-Дайрон и Шурале и практически не проявлены в монцонитах в удалении от рудоносных зон (см. фиг. 2, диаграммы 8 и 9).

Максимумы VII и VIII характеризуют трещины, занимающие положение первичных пологих трещин в гранодиоритах. На участке Чорух-Дайрон они падают под углами 20—40° к северо-западу, на участке Шурале — под углами 20—40° к северо-востоку.

На обеих диаграммах (4 и 11) выделяются максимумы I и II, характеризующие близмеридиональные и близширотные круто падающие трещины, повторяющие положение трещин систем I и II в монцонитах.

Кроме рассмотренных выше трещин систем I, II, V, VI, VII и VIII в гранодиоритах, распространенных относительно равномерно по всей площади участков Чорух-Дайрон и Шурале, в этой части массива наблюдаются также трещины систем IV и IX, степень распространения которых подчиняется определенным закономерностям.

Трещины системы IV, повторяющие направление северо-восточных крутопадающих додайковых трещин в монцонитах, в значительном количестве концентрируются в полосе гранодиоритов, протягивающейся с юго-запада на северо-восток через весь массив и заключающей Среднюю, Главную, Третью и Пиритовую рудоносные зоны. В этой полосе, которую мы в дальнейшем будем именовать участком Главной зоны, трещины системы IV в существенном количестве проявлены как в пределах рудоносных зон и в непосредственной близости к ним, так и в удалении от них.

Это отчетливо видно из диаграмм ориентировки трещин, построенных на основании массовых измерений трещин в обнажении 6 (см. фиг. 1) — к юго-востоку от Главной рудоносной зоны, в обнажении 13 — в устье западного штрека по Главной зоне на втором горизонте и в обнажении 7 — между Средней и Главной зонами. На диаграммах 6, 13 и 7 трещины, характеризующиеся максимумом IV, имеют соответственно плотность 6%, 6% и 4%.

К северо-западу от участка Главной зоны, на участке Новой зоны, трещины системы IV проявлены в заметных количествах только

в пределах рудоносных зон и в непосредственной близости к ним. В удалении от рудоносных зон эти трещины практически отсутствуют, что отчетливо видно из диаграмм ориентировки трещин 4, 14 и 5 (см. фиг. 2), построенных на основании массовых измерений трещин в обнажении 4 (см. фиг. 1) — между Средней и Новой рудоносными зонами, приблизительно на одинаковом удалении от обеих, в обнажении 14 — в расщелках 23 и 23а и в примыкающем к ним участке западного штрека по Новой зоне на втором горизонте и в обнажении 5 — к северо-западу от Новой зоны. На диаграмме 14 трещины, характеризующиеся максимумом IV, имеют плотность 4%, на диаграммах 4 и 5 — только 1%.

К юго-востоку от участка Главной зоны на площади рудного участка Шурале трещины системы IV проявлены в существенном количестве, в основном в пределах рудоносных зон и в относительной близости к ним.

Трещины системы IX, ориентированные параллельно Андыгенскому разлому, широко проявлены на всем участке Чорух-Дайрон висячем боку разлома, главным образом, в блоке гранодиоритов между Главной и Новой рудоносными зонами (см. фиг. 2, диаграммы 4, 7, 14, максимум IX).

Форма массивов гранодиорит-порфиров и гранит-порфиров, более молодых, чем гранодиориты, подчинена трещинам практически всех рассмотренных выше систем. Дайки гранодиорит-порфиров протяженностью 100—150 м и мощностью до 5 м, по данным Д. Д. Мотина, выполняют в гранодиоритах северо-западные (300—350°) трещины с падением, близким к вертикальному (система V).

На диаграммы ориентировки трещин 11, 13, 14 (см. фиг. 2) нанесены элементы залегания наблюдавшихся нами на поверхности и в горных выработках тел аплитов жильной фации гранодиоритов, соответственно на площади участка Шурале и на участках Главной и Новой рудоносных зон. Как видно из диаграмм, во всех рассматриваемых участках массива гранодиоритов тела аплитов выполняют трещины систем V, VI, VII, VIII, занимающие положение первичных продольных, поперечных и пологих трещин интрузива.

На участках Шурале и Чорух-Дайрон встречаются тела аплитов, приуроченные к трещинам системы I, которые занимают положение первичных продольных трещин в монцонитах, относительно широко проявленных также в гранодиоритах. На участке Чорух-Дайрон тела аплитов в гранодиоритах выполняют также трещины, параллельные Андыгенскому разлому и образующие в его висячем боку самостоятельную систему IX. На участке Шурале жилы аплитов, выполняющие трещины системы IX, ни нами, ни другими исследователями не отмечены.

На участке Чорух-Дайрон в гранодиоритах на поверхности и в горных выработках мы наблюдали также жилы аплитов, выполняющие трещины системы IV. Жилы аплитов такой же ориентировки сконцентрированы на участке Главной рудоносной зоны и особенно многочисленны в пределах самой зоны. На участке Новой зоны нами встречена только одна жила аплитов, выполняющая трещину системы IV. На площади участка Шурале ни мы, ни другие исследователи не обнаружили жилы аплитов такой ориентировки.

Известные тела пегматитов среди гранодиоритов приурочены к трещинам системы VI.

Изложенный выше материал показывает, что в пределах участков Чорух-Дайрон и Шурале к началу процесса оруденения рудовмещающие интрузивы монцонитов и гранодиоритов характеризовались наличием трещин многих систем, имеющих различное происхождение. В монцонитах к дорудным трещинам уверенно можно отнести трещины

систем I, II, III, IV и V, в гранодиоритах — трещины систем I, II, IV, V, VI, VII (или VIII) и IX.

Наиболее ранними трещинами в монцонитах, очевидно, являются трещины систем I, II и III, возникшие как первичные продольные, поперечные и пологие трещины массива. Затем в монцонитах образовались трещины систем IV и V, унаследовавшие направления более древних трещин в акчинских эффузивах, выполненных дайками порфиритов верхнепермского возраста. Трещины систем I, II и III выполнены дайками пород жильной фации монцонитов. Контакты чорух-дайронских гранодиоритов с монцонитами подчинены трещинам в монцонитах систем I, II, III, IV и V.

Наиболее ранними трещинами в гранодиоритах в пределах рудных участков Шурале и Чорух-Дайрон являются, очевидно, трещины систем V, VI, VII и VIII, возникшие как первичные продольные, поперечные и пологие трещины массива; затем в гранодиоритах образовались трещины систем I и II, унаследовавшие направление первичных продольных и поперечных трещин в монцонитах; трещины системы IV, унаследовавшие направление аналогично ориентированных додайковых трещин в монцонитах, и трещины системы IX. Все рассмотренные системы трещин в гранодиоритах контролируют размещение тел аплитов жильной фации гранодиоритов.

Трещиноватость гранодиоритов в дорудное время в разных участках рудного поля была различна. На участке Шурале в дорудное время проявились трещины систем I, II, V, VI и VIII. На участке Чорух-Дайрон в висячем боку Андыгенского разлома в дорудное время, кроме того, развились трещины системы IX, параллельные разлому. На участке Главной рудоносной зоны в дорудное время были широко проявлены также трещины системы IV.

Все крупнейшие разломы рудного поля, формирование которых завершилось в послерудное время, принадлежат к одной из систем дорудных трещин: Каракиз-Туганский разлом — к системе IV, Тюя-Богузсайский — к системе I, Андыгенский разлом — к системе IX, Северный — к системе VI.

ОСОБЕННОСТИ СТРУКТУРЫ И ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА ГЛАВНЕЙШИХ РУДОНОСНЫХ ЗОН

Процесс оруденения в пределах рудного поля Чорух-Дайрон протекал в несколько стадий, на фоне неоднократной разрядки тектонических напряжений. К наиболее ранним минеральным образованиям относятся зоны скаполитизации и скарнирования вмещающих пород, а также тела скаполитового, пироксенового, пироксен-гранатового и гранатового состава.

С этим периодом связано начало выделения шеелита. Позднее сформировались зоны альбитизации, возникли тела альбитового состава и выделились основные количества шеелита и халькопирита. Еще позднее были сформированы зоны окварцевания и образовались кварцевые тела с шеелитом и молибденитом. Эти образования, как сочетающиеся, так и обособляющиеся в пространстве, не исчерпывают всех типов послемагматического изменения пород и типов минеральных тел, но являются ведущими по масштабам проявления и по практической значимости. Комбинации названных образований, обнаруженных в различных количественных соотношениях вдоль сложных крупных разрывов, представляют собой рудоносные зоны, из которых главнейшие — зоны Шурале I и Шурале III, Главная и Новая зоны.

Рудоносные зоны Шурале I и Шурале III

Рудоносные зоны Шурале I и Шурале III аналогичны по условиям залегания, морфологии, структуре и минерализации. Они залегают параллельно друг другу (см. фиг. 1) и имеют северо-восточное ($30-50^\circ$) простирание и крутое ($70-85^\circ$) падение к юго-востоку (система VI). В целом каждая из зон характеризуется развитием послемагматической минерализации вдоль серии трещин одной преобладающей системы (VI), образующих крупный разрыв параллельно-кулисного строения (фиг. 3, а).

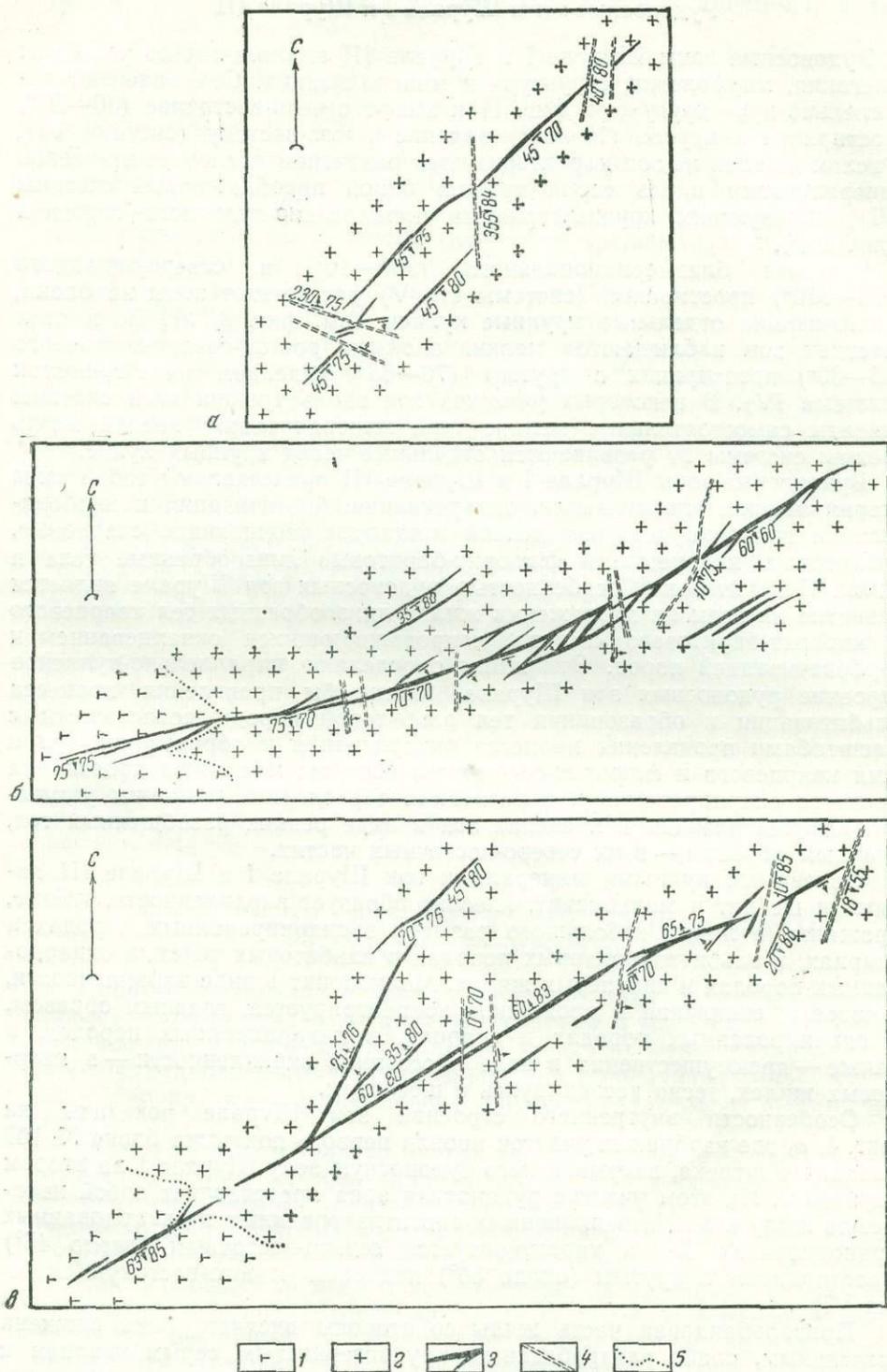
Разрывы близмеридионального ($350-10^\circ$) и северо-западного ($290-310^\circ$) простирания (системы I и V) расчленяют зоны на блоки, заключающие отдельные крупные кулисы (см. фиг. 3, а). Во многих участках зон наблюдаются мелкие апофизы восток-северо-восточного ($65-80^\circ$) простирания с крутым ($70-85^\circ$) падением на юго-восток (система IV). В некоторых участках зон вдоль трещин этой системы развиты самостоятельные мелкие тела минерализации; иногда вдоль трещин системы IV развиваются отдельные части крупных кулис.

Рудоносные зоны Шурале I и Шурале III представляют собой зоны скарнирования, альбитизации, окварцевания, биотитизации и карбонатизации гранодиоритов изменчивой мощности, вмещающие скарновые, альбитовые, кварцевые и флюорит-баритовые линзообразные тела и жилы. Отличительной особенностью рудоносных зон Шурале является развитие на всем их протяжении жил и линзообразных тел кварцевого и флюорит-баритового состава, сопровождающихся окварцеванием и карбонатизацией пород. Эти жилы определяют параллельно-кулисное строение рудоносных зон Шурале. Масштабы проявления процесса альбитизации и образования тел альбитовой породы сопоставимы с масштабами проявления процесса окварцевания и образования тел и жил кварцевого и флюорит-баритового состава; масштабы проявления процесса скарнирования и образования тел скарнов резко им уступают. Скарны развиты в пределах зон в виде редких разобщенных тел, главным образом, — в их северо-восточных частях.

Основными рудными минералами зон Шурале I и Шурале III являются шеелит и молибденит. Шеелит образует вкрапленность, гнезда, прожилки и линзы небольшого размера в скарнированных породах и скарнах, в альбитизированных породах и альбитовых телах, в окварцованных породах и кварцевых жилах. Молибденит в виде вкрапленности, гнездовых скоплений и прожилков концентрируется, главным образом, в скарнированных породах и скарнах, в окварцованных породах, а также — преимущественно в виде рассеянной вкрапленности — в кварцевых жилах, тесно ассоциируясь с шеелитом.

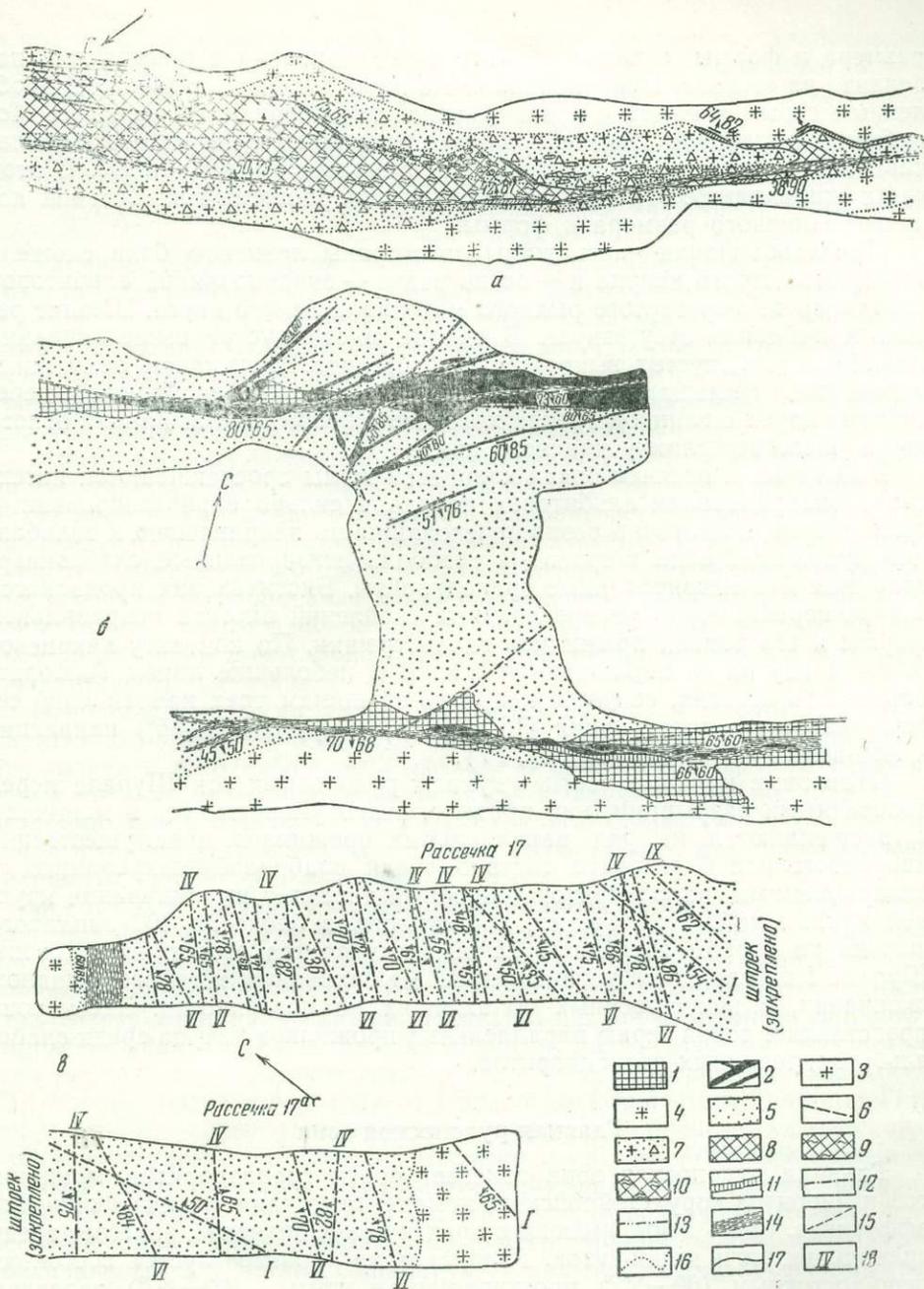
Особенности внутреннего строения зон Шурале показаны на фиг. 4, а, где изображен участок кровли первого подэтажа блока № 107 западного штрека, вскрывающего рудоносную зону Шурале I на втором горизонте. На этом участке рудоносная зона представляет собой кварцевую жилу в альбитизированных биотитизированных и окварцованных гранодиоритах. Жила характеризуется северо-восточным (около 45°) простиранием и крутым (около 80°) падением к юго-востоку (система VI).

Призальбандовая часть жилы со стороны висячего бока сложена массивным, слабо раздробленным крупнозернистым серым кварцем с вкрапленностью хорошо ограненных кристаллов, гнездами и линзовидными скоплениями шеелита. С шеелитом тесно ассоциируется молибденит, образующий вкрапленность и в кварце, и в шеелите. В кварце встречаются обломки окварцованной альбитовой породы различного



Фиг. 3. Схемы структуры главнейших рудоносных зон:

а — зона Шурале I на втором горизонте; б — Главная зона на втором горизонте; в — Новая зона на втором горизонте; 1 — монзониты; 2 — гранодиориты; 3 — рудоносные зоны; 4 — тектонические разрывы; 5 — геологические границы



Фиг. 4. Внутреннее строение главнейших рудоносных зон:

а — зона Шурале I (схематизированная зарисовка участка кровли блока № 107 западного штрека на втором горизонте); б — Главная зона (схематизированная зарисовка участка кровли блока № 213 западного штрека на втором горизонте); в — Новая зона (схематизированная зарисовка кровли расчех № 17 и 17а западного штрека на втором горизонте); 1 — пироксен-скаполитовая порода; 2 — пироксен-гранатовый скарн; 3 — слабоальбитизированные гранодиориты; 4 — среднеальбитизированные гранодиориты; 5 — альбитовая порода; 6 — прожилки халькопиритового и шеслит-халькопиритового состава; 7 — интенсивно окварцованные сильноальбитизированные гранодиориты и альбитовая порода; 8 — массивный кварц; 9 — интенсивно дробленный кварц; 10 — обломки кварца в перерезом материале; 11 — жилки и линзы карбонатного и флюорит-баритового состава; 12 — тектонические трещины с зеленой глиной трения; 13 — тектонические трещины с красной глиной трения; 14 — зоны тектонического дробления и перегирания пород с красной и белой глиной трения; 15 — тектонические трещины «сухие»; 16 — геологические границы; 17 — контуры горных выработок; 18 — номер системы тектонических трещин

размера и формы, а также пустоты выщелачивания с примазками повеллита на стенках. Центральная часть жилы сложена интенсивно дробленным серым кварцем с неравномерной вкрапленностью шеелита. Молибденит отсутствует, но наблюдаются множество пустоток его выщелачивания и примазки повеллита на их стенках и по трещинкам. В этой части жилы также отмечаются обломки окварцованной альбитовой породы различного размера и формы.

Призальбандовая часть жилы со стороны лежачего бока сложена обломками серого кварца и — очень редко — окварцованной альбитовой породы среди перетертого рыхлого материала белого цвета. Шеелит редок, молибденит отсутствует. В кварце много пустот выщелачивания молибденита и пустот выкрашивания шеелита. В лежащем боку жила отделяется от вмещающих пород зоной интенсивного дробления и перетирания пород с глиной трения красного и белого цвета. Глинка белого цвета рассекает глинку красного цвета.

В лежащем и висячем боках кварцевой жилы прослеживаются интенсивно окварцованная альбитовая порода и сильно альбитизированный гранодиорит, достаточно резко переходящие по направлению к зальбандам рудоносной зоны в средне- и слабоальбитизированные, слабоокварцованные биотитизированные гранодиориты. Биотитизация проявляется в виде неравномерно распределенных скоплений биотита неправильной формы и его тонких прожилков вдоль трещин. По контакту кварцевой жилы и внутри ее наблюдаются жилки и небольшие линзы флюорит-баритового состава, секущие кварц по трещинам трех направлений северо-восточного простирания ($15, 40, 75^\circ$) и круто ($65-85^\circ$) падающие к юго-востоку (системы IX, VI, IV).

Отдельные крупные части — кулисы рудоносных зон Шурале перед поперечными разрывами, как правило, резко уменьшаются в мощности и расщепляются на ряд параллельных прожилков, преимущественно кварцевого или баритового состава, среди слабоальбитизированных и окварцованных гранодиоритов. Подобный характер выклинивания крупной кулисы наблюдался нами, в частности, в блоке № 109 западного штрека на втором горизонте. Такой же характер выклинивания зоны Шурале I в целом был установлен А. К. Поляковым в ее юго-западном окончании, в искусственных обнажениях на поверхности. Здесь зона представляет собой серию параллельных прожилков кварца среди слабоальбитизированных гранодиоритов.

Главная рудоносная зона

Главная рудоносная зона залегает среди гранодиоритов, монцонитов и диоритов чорух-дайронского комплекса, а также среди акчинских эффузивов. Часть зоны, имеющая практическое значение, залегает среди гранодиоритов и монцонитов. Главная зона характеризуется восток-северо-восточным ($60-80^\circ$) простиранием и крутым ($60-80^\circ$) падением к юго-востоку (система IV). Она представляет собой сложно построенный крупный разрыв параллельно-кулисного строения. В гранодиоритах характерно образование диагональных апофиз, соизмеримых с кулисами, ориентированными в основном направлении. Апофизы развиваются вдоль трещин северо-восточного ($30-50^\circ$) простирания, круто ($60-75^\circ$) падающих к юго-востоку (система VI). Как было впервые отмечено А. В. Королевым и П. А. Шехтманом, диагональные апофизы отходят от основной зоны в местах изменения ее простирания и угла падения.

В монцонитах крупные диагональные апофизы у Главной зоны практически отсутствуют (см. фиг. 3, б). Мелкие диагональные апофизы широко развиты и в гранодиоритах, и в монцонитах, особенно сгущаясь

в участках развития сближенных с основным разрывом, параллельных ему, апофиз (участки Юго-Западной апофизы, зоны № 2 и зоны № 12). Разрывами близмеридионального ($340-10^\circ$) простираения (система I; см. фиг. 3, б) Главная зона расчленена на блоки.

Характерной чертой Главной рудоносной зоны является развитие в ее пределах среди гранодиоритов многочисленных жил аплитов, выходящих разобщенные по протяжению зоны параллельные трещины системы IV.

Главная зона — это зона скаполитизации, скарнирования и альбитизации вмещающих ее пород, имеющая изменчивую мощность. Увеличение мощности зоны отмечается в участках сопряжения с ней диагональных апофиз. Скаполитизация преобладает в той части зоны, которая залегает среди монзонитов, и в ее северо-восточном окончании в гранодиоритах. Скарнирование и альбитизация наиболее характерны для участка зоны, залегающего в гранодиоритах.

Максимальному развитию послемагматического изменения пород определенного типа на месторождении соответствует максимальное развитие линз и жил данного состава (скаполитового, скаполит-пироксен-гранатового, пироксен-гранатового, пироксенового, гранатового, альбитового), размещение которых в зоне фиксирует ее параллельно-кулисное строение. Окварцевание и карбонатизация проявились в пределах зоны относительно слабо. Отличительная особенность рудоносной зоны — интенсивное проявление процесса скарнообразования на всем протяжении зоны.

Основными рудными минералами зоны являются шеелит и халькопирит. Наибольшие концентрации шеелита в виде вкрапленности, гнезд прожилок и линз небольшого размера отмечаются в скарнах и альбитовых породах, меньшие — в скаполитовых породах. Халькопирит тесно ассоциируется с шеелитом. В верхних частях зоны, главным образом среди скарнов и альбитовых пород, наблюдаются линзовидные тела сплошных халькопиритовых руд.

Особенности внутреннего строения Главной рудоносной зоны показаны на фиг. 4, б, где изображен участок кровли первого подэтажа блока № 213 западного штрека (на втором горизонте). Здесь, в центральной части, рудоносная зона залегает среди гранодиоритов и представлена двумя параллельными, неправильной формы жилами скаполит-пироксен-гранатового состава, с мелкими диагональными апофизами того же состава. Основные жилы имеют восток-северо-восточное ($65-80^\circ$) простираение и круто ($60-65^\circ$) падают к юго-востоку (система IV); диагональные апофизы приурочены, главным образом, к трещинам северо-восточного ($30-50^\circ$) простираения с крутым ($70-80^\circ$) падением к юго-востоку (система VI). Жилы, сложенные скарновыми минералами, залегают в зоне среди гранодиоритов, в различной степени альбитизированных, и в альбитовой породе. Мощность скарновых жил увеличивается в участках сопряжения с диагональными апофизами; на пересечении апофиз образуются гнездообразные скопления скарнов. В скарнах наблюдается мелкая вкрапленность шеелита, в альбитовой породе — в тесной ассоциации с халькопиритом. Вдоль скарновых жил прослеживаются послерудные разрывы с широко развитой глиной трения красного и белого цвета.

Внутреннее строение части Главной рудоносной зоны, залегающей в монзонитах, сходно со строением той части зоны, которая залегает в гранодиоритах.

В Главной зоне отчетливо устанавливается влияние на ее структуру разрывов близкого к меридиональному простираения (система I). Вблизи крупнейших из них часто можно наблюдать выклинивание отдельных кулис, образующих рудоносную зону; отмечается уменьшение мощности

зоны и интенсивности проявления процесса оруденения. Изменение строения зоны с приближением к рассматриваемым разрывам происходит относительно постепенно. Такое же влияние на структуру зоны оказывают серии параллельных сближенных близмеридиональных более мелких разрывов. Отмеченные взаимоотношения зафиксированы во многих участках Главной зоны — и в гранодиоритах, и в монцонитах. В качестве иллюстраций могут служить зарисовки подземных горных выработок (фиг. 5).

На фиг. 5, а изображен участок кровли первого подэтажа блока № 213 западного штрека Главной зоны на втором горизонте. В этом участке наблюдается выклинивание одной из крупных кулис зоны перед ограничивающим ее разрывом. Кулиса в некотором удалении от ограничивающего разрыва проходит в зоне альбитовой породы и интенсивно альбитизированных гранодиоритов и представлена жилой сложной формы скаполит-пироксен-гранатового состава. С приближением к этому разрыву жила расщепляется на несколько маломощных ветвей, сложенных альбитовой породой с гнездами скарновых минералов. Кулиса имеет восток-северо-восточное ($65-80^\circ$) простирание и крутое ($60-70^\circ$) падение к юго-востоку. Ветви ее выклинивающейся части характеризуются аналогичными элементами залегания (система IV).

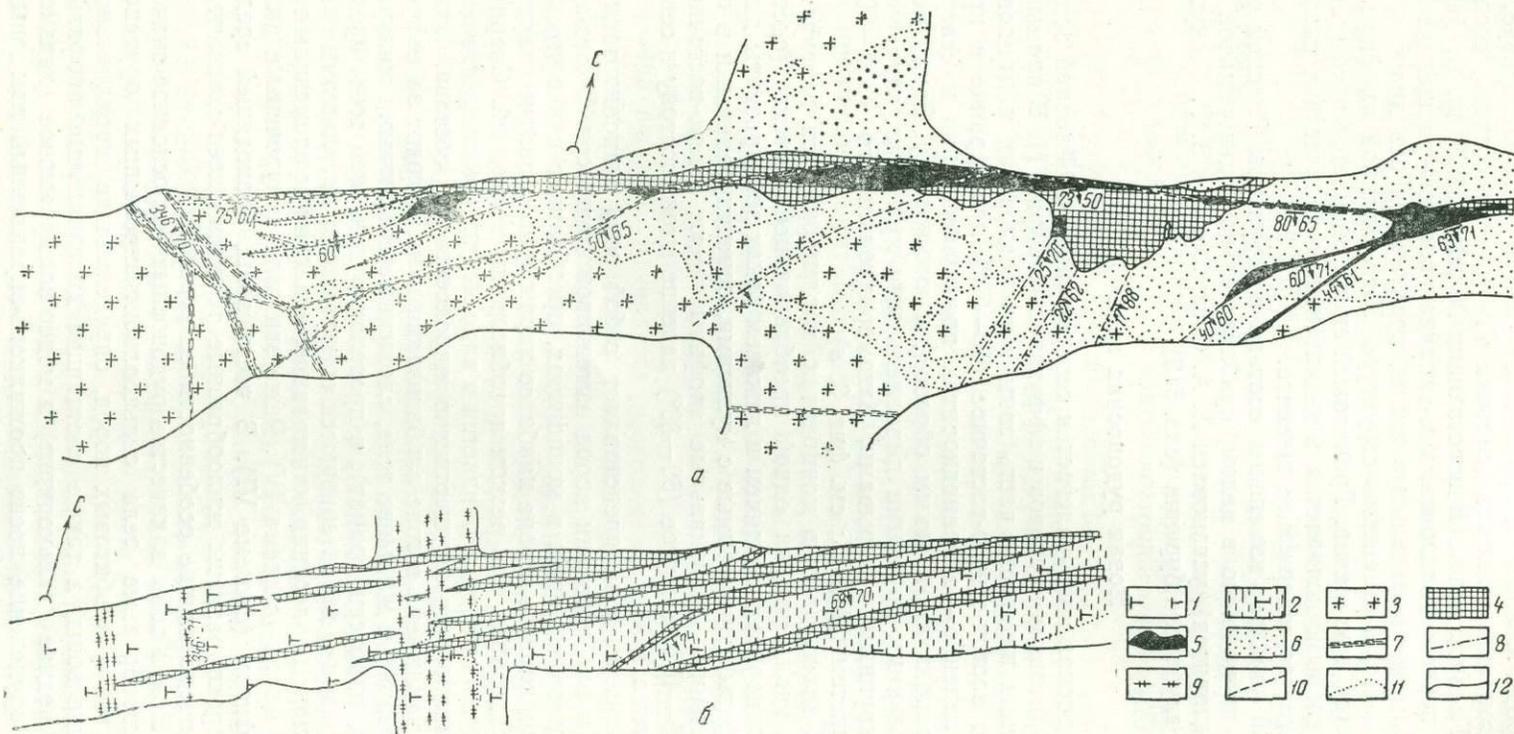
Ограничивающий разрыв имеет сложное строение и представляет собой несколько сопряженных разрывов, главным образом, двух направлений — северо-западного (300°) и близмеридионального (346°), круто ($65-75^\circ$) падающих к юго-западу (системы VI и I). Разрыв представлен зоной интенсивного дробления и перетирания пород с широко проявленной послерудной глиной красного цвета. В зоне разрыва гранодиориты интенсивно ожелезнены. Отмечаются многочисленные карбонатные жилки и линзы небольшого размера.

На фиг. 5, б показан участок кровли западного штрека Главной зоны на втором горизонте в районе рассечки № 61. Здесь наблюдается выклинивание одной из частей рудоносной зоны, представленной рядом параллельных жил пироксен-скаполитового состава среди интенсивно скаполитизированных монцонитов, перед серией параллельных сближенных трещин, выполненных карбонатными прожилками. Пироксен-скаполитовые жилы имеют восток-северо-восточное ($60-70^\circ$) простирание и крутое ($70-80^\circ$) падение к юго-востоку (система IV), карбонатные прожилки в ограничивающих трещинах — близмеридиональное ($340-350^\circ$) простирание и крутое ($70-85^\circ$) падение к северо-востоку (система I).

В участке развития сближенных параллельных друг другу ограничивающих трещин пироксен-скаполитовые жилы сменяются рядом параллельных им маломощных непротяженных прожилков того же состава.

Общий характер выклинивания Главной рудоносной зоны по простиранию наблюдался нами в ее юго-западном окончании в 500—800 м к юго-западу от западного карьера, в монцонитах и эффузивах. В монцонитах зона представляет собой серию параллельных прожилков (система IV) эпидот-альбитового состава, мощностью до 10 см, в относительно маломощной зоне альбитизированных пород. Далее к юго-западу в эффузивах зона представлена серией параллельных прожилков (система IV) существенно турмалинового состава, мощностью 1—2 см, со слабой альбитизацией пород вдоль каждого из них. Выклинивающаяся северо-восточная часть зоны, залегающая в гранодиоритах, детально не разведана.

Характер выклинивания по падению установлен Ф. Г. Дылевским для Юго-западной апофизы Главной рудоносной зоны. Юго-западная апофиза залегает параллельно Главной зоне в ее висячем боку, в



Фиг. 5. Характер местного выклинивания Главной рудоносной зоны в участках развития секущих тектонических разрывов: а — схематизированная зарисовка участка кровли первого подэтажа блока № 213 западного штрека на втором горизонте (в гранодиоритах); б — схематизированная зарисовка участка кровли западного штрека на втором горизонте (в монцонитах); 1 — монзониты; 2 — скаполитизированные монзониты; 3 — слабоальбитизированные гранодиориты; 4 — пироксен-скаполитовая порода; 5 — гранат-пироксеновый скарн; 6 — альбитовая порода; 7 — зоны тектонического дробления и перетиранья пород с красной и белой глиной трения; 8 — тектонические трещины с красной глиной трения; 9 — прожилки карбоната; 10 — тектонические трещины «сухие»; 11 — геологические границы; 12 — контуры горных выработок

гранодиоритах. Она представляет собой неправильной формы *жилу альбитовой породы с линзами гранатового скарна и характеризуется развитием диагональных апофиз (система VI) того же состава, соединяющих ее с Главной зоной. В восстающих № 201 и 203, на глубине 25—30 м ниже первого горизонта, юго-западная апофиза расщепляется на три маломощные параллельные жилы, практически без диагональных апофиз. По мере изменения структуры Юго-западной апофизы с глубиной меняется и ее состав. Гранатовый скарн сменяется преимущественно пироксеновым, появляется в значительных количествах скаполит, резко снижается содержание шеелита.

Аналогичный характер изменения состава и структуры Главной рудоносной зоны по падению в целом, приблизительно в центральной ее части (в гранодиоритах), установлен А. А. Сескутовым и З. Г. Сескутовой по данным глубокого бурения (скв. 513).

Новая рудоносная зона

Новая рудоносная зона залегает к северо-западу от Главной зоны, среди гранодиоритов, монцонитов и эффузивов (см. фиг. 1). В промышленном отношении интересна часть зоны в гранодиоритах и монцонитах. Она имеет восток-северо-восточное (50—70°) простирание и крутое (75—90°) падение — в гранодиоритах преимущественно к северо-западу, а в монцонитах, главным образом, к юго-востоку. Зона представлена несколькими крупными параллельными кулисами, заключенными между крупными разрывами, близмеридионального (350—20°) простирания (системы I и IX; см. фиг. 3, в).

Часть зоны, залегающая в монцонитах, характеризуется развитием минерализации вдоль трещин одной преобладающей системы (система IV). В гранодиоритах висячем и лежащем боках зоны развиты диагональные апофизы, соизмеримые с кулисами, ориентированными в основном направлении. Диагональные апофизы имеют северо-восточное простирание (25—40°) и крутое (60—80°) падение к юго-востоку и северо-западу (система VI).

Новая рудоносная зона представляет собой зону скаполитизации, скарнирования и альбитизации пород изменчивой мощности. В юго-западной ее части, залегающей в монцонитах, преобладает скаполитизация; среди гранодиоритов в зоне наиболее характерно развитие скарнирования и альбитизации при резком преобладании последней. Скарнирование вмещающих пород проявляется в виде мелких скоплений, гнезд и тонких прожилков преимущественно пироксенового состава. Зона скарнирования заключена в зоне альбитизации и не выходит за ее пределы. Линзообразные и жильные тела, сложенные скарновыми минералами (скаполит, пироксен, гранат), в пределах рудоносной зоны среди гранодиоритов редки и характеризуются относительно небольшими размерами. Их элементы залегания, как правило, аналогичны элементам залегания зоны в целом (система IV). Реже эти тела приурочены к диагональным апофизам (система VI). В части зоны, проходящей среди монцонитов, широко развиты жиллообразные тела пироксен-скаполитового состава, определяющие особенности ее строения.

В пределах Новой зоны в качестве рудоносных тел основное значение имеют линзообразные тела сильноальбитизированных оруденелых гранодиоритов и альбитовых пород, определяющие параллельно-кулисное строение зоны, а также слагающие диагональные апофизы. Развитое в них медное (халькопирит) и медно-вольфрамовое (халькопирит, шеелит) оруденение носит прожилково-вкрапленный гнездовый и реже жильный характер. Рудные прожилки, линзы и жилы приурочены в основном к трещинам восток-северо-восточного (50—70°) и севе-

ро-восточного (25—45°) простираения (системы IV и VI), в значительно меньшей степени — к трещинам близмеридионального (350—10°) и северо-восточного (15—25°) простираения (системы I и IX). Обычно наибольшие мощности зоны и наиболее интенсивное оруденение наблюдаются, как установлено Ф. Г. Дылевским, в участках сопряжения диагональных апофиз с кулисами, ориентированными в основном направлении.

Вдоль крупнейших параллельных кулис и большинства крупных диагональных апофиз протягиваются мощные зоны послерудного дробления, круто (75—90°) падающие на северо-запад. Зоны послерудного дробления прослеживаются то висячем, то в лежащем боках рудоносных тел и нередко пересекают их под острыми углами.

Рудоносные кулисные тела основного направления образовались вдоль вытянутой в восток-северо-восточном направлении зоны трещиноватости с преимущественным развитием трещин двух систем — восток-северо-восточного (50—70°) и северо-восточного (30—45°) простираения (системы IV и VII).

На фиг. 4, в показана кровля расщечек № 17 и 17а основного западного штрека по Новой зоне на втором горизонте. Расщечки пересекают вкрест простираения одну из кулис зоны, залегающую в гранодиоритах. Кулиса представляет здесь мощное тело альбитовой породы, среди которой наблюдаются отдельные участки сильноальбитизированных гранодиоритов. Альбитовая порода пронизана многочисленными трещинами, главным образом, северо-восточного (30—45°) и восток-северо-восточного (50—65°) простираения (системы VI и IV), с хлоритизированной глиной трения зеленого цвета. Ко многим из этих трещин приурочены прожилки преимущественно халькопиритового, а также шеелит-халькопиритового состава. Мощность прожилков измеряется несколькими миллиметрами, редко достигает 1—2 см. Кроме рудных прожилков, в альбитовой породе отмечается неравномерная вкрапленность халькопирита и шеелита. Тело альбитовой породы и сильноальбитизированных гранодиоритов залегает среди значительно менее интенсивно альбитизированных гранодиоритов. Переход между породами достаточно резок, зона перехода измеряется несколькими сантиметрами.

В лежащем боку рудоносного тела прослеживается мощная (до 0,5 м) зона дробления альбитизированных гранодиоритов, в которой интенсивно развита послерудная глина трения красного цвета. В висячем боку зоны дробления в виде узкой полосы (мощностью до 0,2 м) отмечаются сильноальбитизированные гранодиориты, резко переходящие в слабоальбитизированные породы.

Выклинивание по простираению крупных рудоносных тел — кулис Новой зоны, залегающих в гранодиоритах, обычно наблюдается близ крупных разрывов близмеридионального простираения (системы I и IX). Выклинивание выражается резким сокращением количества трещин с хлоритизированной зеленой глиной трения и рудными минералами (халькопирит, шеелит), значительным уменьшением протяженности этих трещин, резким снижением мощности тела альбитовой породы и появлением внутри него многочисленных участков слабее альбитизированных гранодиоритов.

Структура, внутреннее строение и вещественный состав Новой рудоносной зоны, залегающей в монцонитах, сходны со структурой, внутренним строением и вещественным составом части Главной зоны, залегающей в монцонитах.

Общее выклинивание Новой рудоносной зоны по простираению установлено на ее юго-западном фланге в монцонитах и эффузивах и носит характер, аналогичный характеру выклинивания по простираению юго-западного фланга Главной рудоносной зоны. Выклинивающаяся северо-восточная часть зоны, залегающая в монцонитах, детально не разведана.

Анализ рассмотренных выше особенностей структуры и минерального состава главных рудоносных зон позволяет сделать следующее заключение.

Промышленно важное оруденение концентрируется практически исключительно в массивах монзонитов и гранодиоритов чорух-дайронского комплекса и проявляется в виде трещинных жил сложной формы и образуемых ими рудоносных зон.

Главнейшие рудоносные зоны Чорух-Дайронского рудного поля имеют сложное строение и сформировались в несколько стадий процесса гипогенного минералообразования на фоне неоднократной разрядки тектонических напряжений. Общим для всех главных рудоносных зон является их параллельно-кулисное и блоковое строение. Как правило, отдельные крупные кулисы, образующие рудоносную зону, заключены между крупными ограничивающими разрывами, расчленяющими, таким образом, рудоносные зоны на отдельные блоки. Эти разрывы были заложены в дорудное время.

Строение одних рудоносных зон (или их частей) определяется развитием послемагматической минерализации вдоль одной преобладающей системы трещин, а строение других зон (или частей их) — развитием минерализации вдоль трещин одной преобладающей системы и диагонально опережающих их трещин другой системы. Такое диагонально-перистое строение рудоносных зон отличается развитием диагональных апофиз, соизмеримых по масштабам с крупными кулисами частями зон, ориентированными параллельно их общему простиранию.

Отсутствие крупных диагональных апофиз характерно для рудоносных зон Шурале I и Шурале III, а также для частей Главной и Новой рудоносных зон, залегающих в монзонитах. Зоны Шурале имеют северо-восточное (30—50°) простирание и крутое (70—85°) падение к юго-востоку соответственно ориентировке трещин выделенной нами системы VI. Части Главной и Новой рудоносных зон, залегающие в монзонитах, имеют восток-северо-восточное (60—80°) простирание и крутое (70—85°) падение к юго-востоку подобно ориентировке трещин выделенной нами системы IV.

Диагонально-перистое строение типично для частей Главной и Новой рудоносных зон, залегающих в гранодиоритах. У этих частей зон восток-северо-восточное (50—70°) простирание и крутое (60—75°) падение к юго-востоку и северо-западу, соответственно для Главной и Новой зон. Диагональные апофизы обеих зон имеют северо-восточное (25—45°) простирание и крутое (60—80°) падение к юго-востоку. Для Новой зоны характерно также развитие диагональных апофиз, круто падающих и к северо-западу, главным образом, в ее висячем боку. Таким образом, ориентировка Главной и Новой зон соответствует ориентировке трещин выделяемой нами системы IV, а ориентировка основных их диагональных апофиз — ориентировке трещин системы VI.

Исследованиями М. В. Гзовского (1956₁) установлено, что рудомещающие разрывы, обычно являющиеся объектами исследований при изучении рудных месторождений, могут быть условно разделены на два качественно различных типа. Первый тип разрывов, отвечающий начальным стадиям их развития, представляет собой зону концентрации ряда сближенных кулисообразно расположенных относительно мелких трещин (рассеянный разрыв). Второй тип разрывов, отвечающий конечным стадиям их развития, проявляется как единый сложно построенный шов, образовавшийся в результате слияния мелких, первоначально самостоятельных трещин, сконцентрированных в одной зоне (сосредоточенный разрыв). При рассмотрении строения главнейших зон Чорух-Дайрон-

ского рудного поля, представляющих собой относительно крупные разрывы, устанавливается, что они проходили отмеченные выше начальные и конечные стадии своего тектонического формирования в различное время.

Внутреннее строение Главной рудоносной зоны показывает, что этот тектонический разрыв существовал в виде рассеянного разрыва в гранодиоритах еще в додайковое время. В наиболее раннюю — скарновую стадию процесса гипогенного минералообразования разрыв Главной зоны был проявлен уже в виде сосредоточенного разрыва.

Строение Новой рудоносной зоны говорит о том, что этот тектонический разрыв в скарновую стадию процесса рудообразования на разных участках имел различное строение: в части, проходящей среди монзонитов (юго-западный фланг), в данный отрезок времени он был проявлен как сосредоточенный разрыв, близкий по своему строению к разрыву Главной зоны; в части, прослеживающейся среди гранодиоритов, это был рассеянный разрыв, образованный серией редких самостоятельных, кулисообразно расположенных, трещин восток-северо-восточного простирания (система IV), преимущественно небольшого размера, развитых в пределах относительно узкой полосы. Кроме трещин системы IV, скарновая минерализация фиксирует трещины и других систем в виде небольших прожилков, линз и мелких скоплений. В более поздний отрезок времени, когда выделялись основные количества альбита, шеелита и халькопирита, разрыв Новой зоны в гранодиоритах был проявлен также в виде рассеянного разрыва с высокой концентрацией преимущественно небольших трещин восток-северо-восточного простирания (система IV) и диагональных трещин, главным образом системы VI. Образование сосредоточенного разрыва произошло здесь только в послерудное время.

Внутреннее строение рудоносных зон Шурале показывает, что тектонические разрывы зон Шурале I и Шурале III сформировались как сосредоточенные разрывы в одну из поздних стадий процесса рудообразования, когда отлагались наибольшие количества кварца в ассоциации с шеелитом и молибденитом.

Сравнение частей Главной и Новой рудоносных зон, залегающих в гранодиоритах, указывает на то, что процесс оруденения наиболее полно и интенсивно проявился в первой из них, характеризующейся соответственно и значительно более богатым содержанием полезных компонентов.

Это объясняется прежде всего тем, что разрыв Главной зоны в гранодиоритах в процессе оруденения достиг более совершенной формы развития. В пределах каждой из упомянутых зон наиболее богатое оруденение проявилось в их частях, залегающих среди гранодиоритов, как правило, в участках широкого развития диагональных апофиз.

Различия в структуре частей Главной и Новой рудоносных зон отмечаются не только в разных, но также и в одинаковых породах. В последнем случае различия фиксируются для центральных частей зон и их флангов, для центральных частей отдельных кулис и соответственно их флангов. В общем случае фланговые части отдельных крупных кулис и зон в целом отличаются менее совершенной формой развития разрывов, что выражается их расщеплением на ряд параллельных ветвей.

Это обуславливает менее интенсивное проявление процесса оруденения в рассматриваемых участках, резкое уменьшение здесь мощности рудоносных зон и содержания полезных компонентов. Подобные соотношения характерны и для зон Шурале.

Изложенные выше соображения показывают, что в общем структура главнейших рудоносных зон определяется следующими типами структур

рудовмещающих разрывов, существовавшими в процессе рудообразования:

1) сосредоточенными разрывами, которые были образованы трещинами одной преобладающей системы — а) системы IV или б) системы VI;

2) рассеянными разрывами, образованными трещинами одной преобладающей системы — а) системы IV или б) системы VI;

3) сосредоточенными диагонально-оперенными разрывами, которые были образованы большей частью трещинами двух систем (систем IV и VI);

4) рассеянными диагонально-оперенными разрывами, образованными преимущественно трещинами двух систем (систем IV и VI).

Развитие рудовмещающих структур тех или иных выделенных выше типов в определенных участках рудного поля и в определенных частях главнейших рудоносных зон находится в прямой зависимости от дорудной трещинной тектоники этих участков, а также от положения участков в средней части зон или на флангах.

Рудовмещающие разрывы типа 1 и 2 (Шурале I, Шурале III, юго-западные части Главной и Новой зон) возникли в тех участках пород, где были широко развиты дорудные трещины только одной системы, образующей разрывы этих типов. В гранодиоритах участка Шурале были распространены дорудные трещины системы VI; дорудные трещины системы IV здесь отсутствовали. Основное количество трещин этой системы возникло в послерудное время (данные А. К. Полякова и автора). В монцонитах, вмещающих юго-западные части Главной и Новой рудоносных зон, были развиты дорудные трещины системы IV, а дорудные трещины системы VI отсутствовали.

Сосредоточенный диагонально-оперенный разрыв (тип. 3) Главной рудоносной зоны образовался в участке гранодиоритов, где большое развитие имели дорудные трещины обеих систем (IV и VI). Здесь также были широко проявлены дайки аплитов, выполняющие трещины системы IV, фиксирующие в пределах будущей Главной зоны рассеянный разрыв.

Разрыв Новой рудоносной зоны среди гранодиоритов к северо-западу от участка Главной зоны возник в процессе рудообразования как рассеянный диагонально-оперенный разрыв (тип 4). В дорудное время здесь были широко развиты трещины системы VI, на которые в процессе рудообразования накладывались сконцентрированные в относительно узкой полосе трещины системы IV. Так возник рассеянный разрыв, ориентированный параллельно трещинам системы IV, с диагональными апофизами, образованными по дорудным трещинам системы VI. Отсутствие в дорудное время в этом участке рудного поля заметного количества трещин системы IV сыграло большую роль в возникновении здесь рудовмещающего разрыва именно такого типа.

При движении от центральных частей главнейших рудоносных зон к флангам отмечается изменение структуры рудовмещающего разрыва. В частности, установлена смена структуры типа 1 структурой типа 2 на юго-западных флангах зон Главной, Новой и Шурале I. Аналогичное изменение типа структуры рудовмещающих разрывов зон Шурале наблюдается в их центральных частях, в участках пересечения их с близмеридиональными (система I) и северо-западными (система V) крупными разрывами, заложенными в дорудное время. Такое же изменение структуры характерно и для юго-западной части Главной зоны, прослеживающейся среди монцонитов в участках ее пересечения с сериями сближенных параллельных трещин близмеридионального простирания (система I), заложенными в дорудное время.

Устанавливается изменение структуры отрезка рудовмещающего разрыва Главной зоны, проходящего среди гранодиоритов, в участках пере-

сечения его с близмеридиональными (система I) крупными разрывами, заложенными в дорудное время. В этих участках нередко отмечается переход структуры типа 3 в структуру типа 1 или 2.

В участках пересечения рудовмещающего разрыва Новой рудоносной зоны с близмеридиональными (система I) и север-северо-восточными (система IX) крупными разрывами, заложенными в дорудное время, часто наблюдается также переход структуры типа 4 в структуру типа 2.

Изменение структуры рудовмещающего разрыва Главной зоны и параллельной ей юго-западной апофизы с глубиной фиксируется переходом структуры типа 3 в структуру типа 2.

Таким образом, устанавливается общая закономерность в развитии тех или иных типов структур рудовмещающих разрывов, заключающаяся в том, что разрывы более совершенной формы развития возникали в участках рудного поля, характеризующихся широким развитием систем дорудных трещин, образующих эти разрывы, а также положением их в центральной части зон, где, по-видимому, существовали максимальные тектонические напряжения. Разрывы менее совершенной формы возникали в участках рудного поля со слабым развитием дорудных трещин, образующих эти разрывы, либо на участках, расположенных на флангах (и по простиранию, и по падению) рудоносных зон; они создавались также в участках пересечения рудовмещающего разрыва рудоносных зон с заложенными в дорудное время крупными разрывами или серией параллельных сближенных трещин близмеридионального, север-северо-восточного и северо-западного простирания. Существование этих секущих (по положению) разрывов могло приводить здесь к ослаблению тектонических напряжений (Гзовский, 1956₂), что влияло на возникновение в этих участках типа структуры рудовмещающего разрыва менее совершенной формы развития, чем в участках, удаленных от секущих разрывов.

Все изложенное полностью согласуется с теоретическими и экспериментальными данными М. В. Гзовского, который показал, что форма и характер тектонического разрыва зависят от исходного тектонического поля напряжений, действующих в земной коре, и от механических свойств горных пород (Гзовский, 1956₂).

Очевидно, что структура каждой из главнейших рудоносных зон обусловливается сочетанием рудовмещающих разрывов того или иного из выделенных нами типов. Значение разрывов различных типов для разных зон неодинаково. Структура Главной рудоносной зоны характеризуется сочетанием рудовмещающих разрывов преимущественно трех типов — 3, 1а и 2а. Основные особенности структуры зоны в целом определяются типом 3.

Структура Новой рудоносной зоны обусловлена сочетанием трех структурных типов — 4, 1а и 2а. Определяющим особенности структуры зоны в целом является тип 4.

Структура рудоносных зон Шурале характеризуется сочетанием в основном двух типов структур рудовмещающих разрывов — 1б и 2б. Особенности структуры зон в целом определяются типом 1б.

Таким образом, главнейшие рудоносные зоны рудного поля Чорух-Дайрон относятся в целом к следующим структурным типам. Главная зона — к типу рудоносных зон, развившихся вдоль сосредоточенных диагонально-оперенных разрывов, образованных, главным образом, трещинами систем IV и VI.

Для этой зоны характерно широкое развитие вольфрамовых и медных руд в скарнах.

Новая зона принадлежит к типу рудоносных зон, возникших вдоль рассеянных диагонально-оперенных разрывов, образованных, главным

образом, трещинами систем IV и VI. Для Новой зоны типично преимущественное развитие более бедных вольфрамовых и медных руд в альбитовой породе.

Зоны Шурале относятся к типу рудоносных зон, сформировавшихся вдоль сосредоточенных разрывов, образованных трещинами одной преобладающей системы VI. Для зон Шурале I и Шурале III характерно широкое развитие вольфрамовых и молибденовых руд в кварцевых жилах.

ВЫВОДЫ

Приведенные выше данные позволяют сделать следующие выводы.

1. Закономерное размещение в пределах Чорух-Дайронского рудного поля главнейших рудоносных зон (или их частей), характеризующихся определенными структурными типами и соответственно особенностями вещественного состава, обуславливает направление поисков данного типа зон в определенных участках рудного поля. Обнаружение крупных рудоносных зон типа Главной зоны (тип 3 рудовмещающих структур) наиболее вероятно в полосе гранодиоритов, протягивающейся с юго-запада на северо-восток через весь массив, как в лежащем, так и в висячем боках Андыгенского разлома, и заключающей Среднюю, Главную, Третью и Пиритовую зоны (см. фиг. 1). Учитывая детальную разведанность полосы на поверхности, следует ориентировать поисковые работы на обнаружение рудоносных зон на глубине. Присутствие крупных рудоносных зон типа Новой зоны (тип 4 рудовмещающих структур) наиболее возможно в участке массива гранодиоритов к северо-западу от Новой зоны. Выявление новых крупных рудоносных зон типа Шурале (тип 1б рудовмещающих структур) наиболее вероятно среди гранодиоритов на площади участка Шурале, к юго-востоку от участка Главной зоны. В монзонитах возможно нахождение крупных рудоносных зон типа юго-западных частей Главной и Новой зон (тип 1а рудовмещающих структур).

2. Установленное определенное изменение структуры рудоносных зон в выклинивающихся их частях по простиранию и по падению позволяет при поисковых и разведочных работах, с одной стороны, своевременно делать заключение о выклинивании рудоносных зон, с другой, — при обнаружении рудоносных зон, характеризующихся рудовмещающими структурами типа 2, предполагать, что они представляют собой выклинивающуюся часть крупной зоны, относящуюся к типам 1 или 3 рудовмещающих структур.

3. Выявленное закономерное изменение структуры рудоносных зон в участках пересечения их с крупными нерудоносными разрывами близ меридионального, север-северо-восточного и северо-западного простирания, заложенными в дорудное время, может быть использовано для более рационального проведения разведочных работ. Необходимо учитывать, что в участках пересечения мощность зоны и интенсивность оруденения могут заметно уменьшаться. Близ отдельных секущих разрывов возможно выклинивание отдельных крупных кулис, образующих рудоносную зону. Морфология и интенсивность оруденения части одной кулисы, ограниченной секущим разрывом, могут не соответствовать морфологии и интенсивности оруденения части другой кулисы, расположенной в другом боку этого же разрыва.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдуллаев Х. М. Геология шеелитоносных скарнов Средней Азии. Ташкент, изд. АН Узб.ССР, 1947.
- Бутакова Е. Л. Малые интрузии гранодиорита и гранодиорит-порфира Северо-Восточного Могол-Тау.— Записки Всес. мин. об-ва, 1947, ч. LXXVII, № 1.
- Гзовский М. В. Механизмы формирования сложных тектонических разрывов.— Разведка и охрана недр. 1956, № 7.
- Гзовский М. В. Соотношение между тектоническими разрывами и напряжениями в земной коре.— Разведка и охрана недр. 1956, № 11.
- Жариков В. А. Геология и метасоматические явления скарново-полиметаллических месторождений Западного Карамазара.— Труды ИГЕМ АН СССР, 1959, вып. 14.
- Карпова Е. Д. Интрузивные и рудные комплексы в тектонических зонах Южного Тянь-Шаня. В кн.: «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Кушнарев И. П., Каждан А. Б. К стратиграфии эффузивных свит среднего и верхнего палеозоя юго-западных отрогов Северного Тянь-Шаня.— Известия АН СССР, сер. геол., 1958, № 5.
- Рехарский В. И., Крутецкая О. В. Молибден в породах юго-западных отрогов Северного Тянь-Шаня.— Труды ИГЕМ АН СССР, 1961, вып. 46.
- Смольянинов Н. А., Баскин Б. Л., Мясников В. С., Флоренский В. П., Чухров Ф. В. Шеелитовые месторождения Могол-Тау.— Труды Таджикско-Памирской экспедиции, 1935, вып. 11.
- Хамрабаев И. Х. К петрологии малых интрузий и автоскарнов Северо-Восточного Могол-Тау.— Труды ИГН АН Узб.ССР, 1949, вып. 4.

А. Д. ЗИНОВКИН

**О РОЛИ СТРУКТУРНЫХ ФАКТОРОВ
В ФОРМИРОВАНИИ ОЛОВОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ
ЭГЕ-ХАЯ**

В статье охарактеризованы особенности развития трещинных структур и их роль в рудном процессе на примере Эге-Хайского месторождения в Якутии, являющегося представителем касситерито-сульфидной формации. В прошлом, на первых этапах разведки (1939 г.), месторождение изучалось С. С. Смирновым. Результаты этого исследования, имевшего преимущественно минералогический характер, изложены в известной сводке по Яно-Адычанскому району. Позже месторождение в числе других оловорудных объектов Северо-Востока было кратко охарактеризовано В. К. Чайковским. Однако вопросы развития его структур, представляющие значительный научный и практический интерес, пока не нашли необходимого отражения в литературе.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РАЙОНА

Территория, на которой расположено месторождение Эге-Хая, относится к Верхояно-Чукотской складчатой области. По литологическому составу слагающие область отложения Г. Л. Падалка подразделяет на известковый (C_1 — C_2), песчано-сланцевый или верхоянский (C_2 — C_3) и вулканогенный комплексы. Первый из них характеризуется преобладающим значением известковых фаций и развит преимущественно по окраинам складчатой области.

Геологический фон района месторождения образуют широко распространенные на Северо-Востоке отложения верхоянского комплекса. По своему составу это преимущественно терригенные отложения геосинклинального облика, среди которых установлены образования пермского, триасового и юрского возраста. Наибольшим развитием пользуются отложения триаса, представленные всеми тремя его отделами и достигающие суммарной мощности в несколько километров.

По данным исследований, «структурным планом» местной тектоники является чередование сложных антиклиналей и синклиналей, проявленных на фоне очень крупной Янской синклинойной структуры¹.

Эге-Хайское рудное поле приурочено к участку, в котором оси главных складчатых систем испытывают в плане резкий перегиб и одновременно образуют наиболее сжатый пучок северо-восточного простиранья (фиг. 1).

¹ По В. Т. Матвеевко и Е. Т. Шаталову — Яно-Опойская синклиналиная зона.

Тектоническое строение региона несет на себе признаки длительного развития разновозрастных горообразовательных движений, из которых наиболее существенное значение имели киммерийская и ларамийская складчатости, сопровождаемые обильными и многообразными проявлениями магматизма.

Очень важную роль для рудообразования играли здесь, так же как и в бассейне Колымы, верхнемеловые тектонические движения, которые, в отличие от более ранних, развивались в условиях континентального режима. Проявились они в виде крупных разломов, послуживших каналами для магматических расплавов поздних этапов; эти расплавы в значительных массах застывали на небольших глубинах в виде гипабиссальных тел. В бассейне р. Яны интрузивы этого возраста образуют цепочки или «ряды», ориентированные в северо-восточном или северо-западном направлении, поперек складчатости.

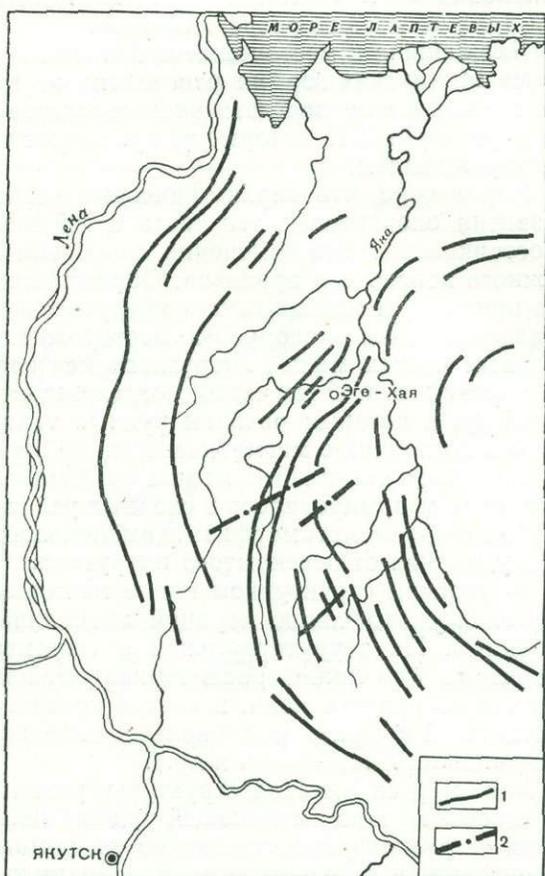
Верхнемеловые интрузивы, имеющие обычно небольшие размеры, сложены

комплексом магматических пород от диоритов до аляскитовых гранитов, а также гранитоидами промежуточного состава, несущими признаки гибридности. С магматическими явлениями верхнемелового возраста генетически связаны основные месторождения олова и некоторых редких металлов.

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Ближайшие окрестности месторождения сложены довольно однообразным, преимущественно сланцевым комплексом верхнего триаса. Наибольшим развитием пользуются породы карнийского яруса, верхняя часть которого отличается от остального разреза увеличением роли песчаных фаций, переходящих местами в крупнозернистые разности аркозового типа. Верхнетриасовые породы смяты в складки северо-восточного простирания. Складчатость имеет сложный, многостепенный характер.

По данным некоторых исследователей (Г. Л. Падалки, В. П. Фагутова, И. Д. Гаврилова), на фоне антиклинальных структур первого порядка (с размахом крыльев в несколько километров) развиты более мелкие



Фиг. 1. Схема расположения месторождения Эге-Хая в складчатых структурах района (по В. П. Фагутову):

1 — оси складчатых структур; 2 — направления «рядов» интрузий

куполовидные поднятия, к ядрам которых обычно приурочены интрузивные тела кислого и среднего состава.

Ближайшие к месторождению массивы гранитоидов находятся в системе Ыннахских гор, на расстоянии от 15 до 40 км. В этих массивах, так же как и в непосредственном соседстве с ними, развит ряд оловорудных проявлений. Некоторые из них имеют черты сходства с Эге-Хайским месторождением.

Характерно, что верхнетриасовые сланцы и песчаники на участках развития оловоносных тел часто в той или иной степени претерпевают ороговикование; эти изменения приобрели в местных условиях значение важного поискового признака. Образование роговиков наблюдается и в эродированных экзоконтактах интрузивных массивов; поэтому считается доказанным, что оловорудные месторождения района приурочены к апикальным частям малых интрузивов или сателлитов более крупных магматических тел. Это часто подтверждается и куполовидной формой структур, в которых развиты рудные тела, и тесной пространственной связью последних с магматическими дайками.

Исходя из сказанного, можно предполагать, что и Эге-Хайское месторождение сформировалось в сходных условиях, но, судя по сравнительно слабой степени метаморфизма вмещающих пород, находится на большем удалении от невоскрывшего интрузива.

В широком структурном плане месторождение приурочено к северо-восточному окончанию крупной антиклинали, сложенной карнийскими породами. По территориальной и генетической близости с соседними объектами оно может рассматриваться как главный элемент довольно обширного рудного поля, в состав которого, кроме него, входят месторождение Киргилях и несколько небольших рудопроявлений (сопки Безымянная, Аномальная и др.).

Характер складчатой структуры, развитой на самом месторождении и непосредственно вмещающей рудные тела, точно не установлен. Трудности ее расшифровки заключаются, помимо слабой обнаженности этой территории, в большом однообразии рудовмещающей толщи, в отсутствии маркирующих горизонтов и ясно выраженной слоистости.

Возвышенность, на которой находится Эге-Хайское месторождение, сложена преимущественно темно-серыми глинистыми сланцами, среди которых развиты редкие линзочки и тонкие прослои песчаников. Простираание последних изменяется в пределах $40-65^\circ$ северо-восток, падение на юго-восток под углами $40-50^\circ$. На увалах, расположенных западнее (сопки Безымянная и Аномальная), наряду с некоторым количественным увеличением песчаников, наблюдается изменение простираания пород от северо-восточного до северо-западного с падением соответственно на юго-восток и юго-запад под углами $50-60^\circ$.

Подобное залегание слоистости, а также наблюдающийся более интенсивный метаморфизм пород на упомянутых соседних возвышенностях, возможно, указывают на развитие в районе месторождения куполовидной складки. Наличие последней подтверждают и некоторые особенности трещинной тектоники, описание которых приводится ниже.

Рудовмещающие сланцы заключают согласные тела пластовых интрузий или даек, местами образующих сопряженные или параллельные серии, мощность которых достигает 10 м, а протяженность — многих сотен метров. Состав и структура магматических образований в большинстве случаев соответствует диоритовым порфирирам. Типичным представителем пластовых интрузий является свита линейно вытянутых тел диоритовых порфириров, получившая наименование Западной рудной зоны.

Дайки внедрились в карнийские сланцы и имеют, в соответствии с вмещающими породами, общее северо-восточное простираание.

Оловоносные тела Эге-Хайского месторождения представлены минерализованными тектоническими разломами с интенсивно проявленными процессами дробления вмещающих пород, благодаря чему за ними укоренилось наименование зон дробления и минерализации. Поскольку это название довольно точно отражает морфологические особенности рудных тел, мы считаем целесообразным сохранить его и в настоящей статье.

В пределах месторождения насчитывается свыше десятка подобных минерализованных зон дробления, вытянутых в северо-восточном направлении и образующих параллельные, кулисообразные или сходящиеся под острым углом системы. Общее представление об их пространственном расположении дает геологическая схема месторождения (фиг. 2).

Основное оловянное оруденение локализовано в трех зонах нарушений — Главной, Восточной и Западной, среди которых первая является наиболее крупной.

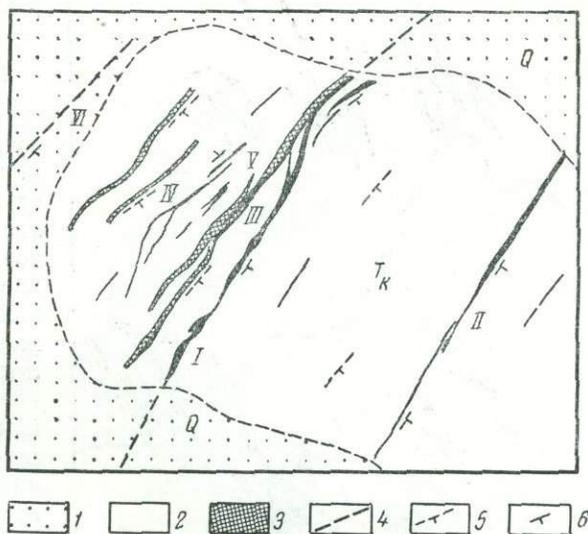
Главная зона местами структурно тесно связана с Западной. В северной части месторождения нарушение Главной зоны, постепенно сближаясь с дайками диоритовых порфиритов, пересекает последние и смещает их по вертикали.

К востоку от Главной зоны расположено второе по своему значению минерализованное нарушение, именуемое Восточной рудной зоной. Последняя на всем протяжении обладает очень выдержанным залеганием и отличается от других рудных тел наиболее крутым углом падения.

На крайнем западном фланге месторождения развита серия мелких нарушений, часть которых представляет практический интерес. К таким образованиям относятся зоны Осенняя, Новая, Весенняя и др.

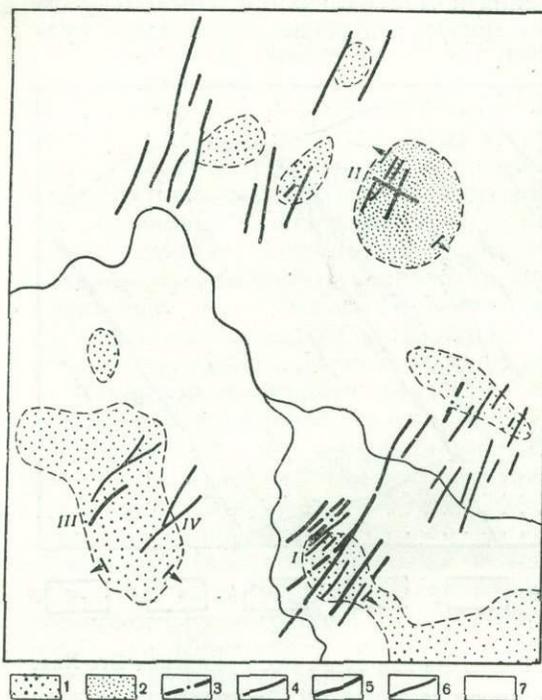
Одной из характерных структурных особенностей месторождения Эге-Хая, так же как и других объектов рудного поля, являются закономерное северо-восточное простираие и почти повсеместное юго-восточное падение даек и рудных зон.

Относящиеся к раннему периоду развития рудного поля интрузивные пластовые тела как бы фиксируют общее направление ослабленного пояса, созданного дорудными нарушениями и унаследованного позже оловоносными зонами дробления и минерализации. Последние, судя по свойственным им признакам, охарактеризованным ниже, возникли в результате напряжений скалывания и ориентированы под очень острым углом к простираию более ранних межпластовых разрывов, отличаясь от них также более крутым падением.



Фиг. 2. Геологическая схема месторождения Эге-Хая: 1 — четвертичные отложения (Q); 2 — карнийские глинистые сланцы (TK); 3 — дайки диоритовых порфиритов; 4 — положение рудных тел под четвертичными отложениями; 5 — слоистость глинистых сланцев; 6 — элементы залегания рудных тел; I — Главная рудная зона; II — Восточная рудная зона; III — Западная зона; IV — Осенняя зона; V — Новая зона; VI — Весенняя зона

На схеме рудного поля (фиг. 3) нанесено положение даек, минерализованных тектонических зон и осей магнитных аномалий. Последние могут существенно дополнить общую структурную картину, так как на их месте в ряде выработок вскрыты минерализованные нарушения и дайки диоритовых порфиров.



Фиг. 3. Схема структуры Эге-Хайского рудного поля:

1 — глинистые сланцы; 2 — роговики; 3 — диоритовые порфиры; 4 — кварцевые порфиры; 5 — рудные зоны; 6 — магнитные аномалии; 7 — четвертичные отложения; I — месторождение Эге-Хая; II — месторождение Киргилых; III — рудопроявление Безымянное; IV — рудопроявление Аномальное

тической блок-диаграмме (фиг. 4), из которой видно, что сопряжение рудных тел фиксируется линией, полого наклоненной к юго-западу, а ограниченный двумя зонами выше этой линии участок (блок) сланцев по форме напоминает асимметричный клин. Блок этот имеет важное значение, так как является носителем штокверковых оловосодержащих руд. Ниже линии сопряжения на значительном отрезке по падению прослеживается объединенное тело двух зон, обладающее некоторыми средними элементами залегания, а затем происходит пересечение Западной зоны более молодым нарушением Главной зоны.

Интересно, что взаимное влияние рудных зон в пределах этого тектонического узла проявляется в каждой из них различно. В Главной зоне оно выражено некоторым изгибанием по простиранию и слабым (до 15°) выполаживанием по падению. Подчиняясь определенной системе плоскостей сланцеватости (см. ниже), прерывающихся в дайках Западной зоны, нарушения Главной зоны при переходе из сланцев в более прочные и жесткие породы интрузивных тел отклоняется на несколько градусов от генерального простирания и частично приурочивается к залеганию последних. Таким образом, местное пространственное поведение дизъюнктивного нарушения до некоторой степени контролировалось уже в период его зарождения наличием более древних пластовых даек.

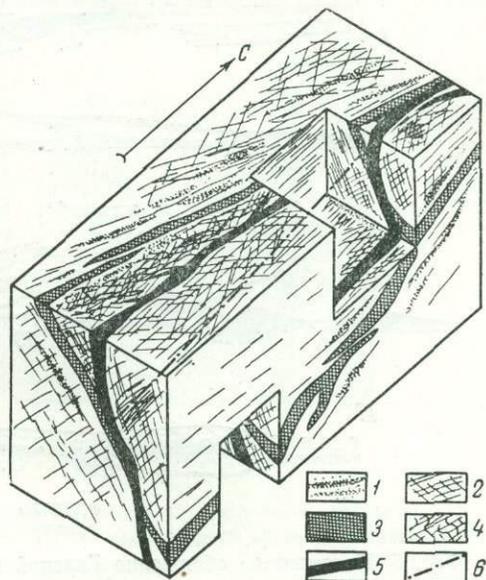
ФОРМА И СТРУКТУРА РУДНЫХ ТЕЛ

Главная рудная зона. Среди рудных объектов месторождения Главная зона представляет наиболее мощное минерализованное тектоническое образование. Рудное тело обладает довольно выдержанным залеганием и форма его приближается в общих чертах к жилюобразной.

Простирание Главной зоны изменяется в пределах $28-45^\circ$ северо-восток, причем увеличение азимута простирания происходит по мере ее сближения с Западной зоной и достигает наибольшего значения в месте соединения обоих рудных тел. Общее простирание Главной зоны 30° северо-восток, падение на юго-восток под углом 70° .

Область сопряжения Главной и Западной рудных зон представляет сложный тектонический узел месторождения. Характер этого структурного элемента изображен на схематической блок-диаграмме (фиг. 4), из которой видно, что сопряжение рудных тел фиксируется линией, полого наклоненной к юго-западу, а ограниченный двумя зонами выше этой линии участок (блок) сланцев по форме напоминает асимметричный клин. Блок этот имеет важное значение, так как является носителем штокверковых оловосодержащих руд. Ниже линии сопряжения на значительном отрезке по падению прослеживается объединенное тело двух зон, обладающее некоторыми средними элементами залегания, а затем происходит пересечение Западной зоны более молодым нарушением Главной зоны.

Изменения, претерпеваемые Западной зоной в пределах узла пересечения, связаны с дифференциальными перемещениями масс вдоль тектонического нарушения Главной рудной зоны. Наблюдения показывают, что дайки диоритовых порфириров, сближаясь с Главной зоной по падению, сначала на некотором протяжении следуют параллельно ей или оказываются плотно притертыми к лежащему боку этой зоны; на участке пересечения они раздроблены, причем обломки диоритовых порфириров содержатся в этом случае в составе минерализованной брекчии Главной зоны. Таким образом, подчинение пластовых тел диоритовых порфириров условиям залегания Главной зоны структурно выражается в их некотором выкручивании (до 10°), происходящем, по-видимому, вследствие скольжения висячего крыла сброса и давления его на плоскость сместителя. Подобное выкручивание происходило, скорее всего, не путем пластичного изгибания, а по системе мелких сдвиговых перемещений, развивавшихся в дайках в местах наибольшего трения двух движущихся поверхностей. Иначе говоря, под влиянием возникших напряжений здесь должны были проявиться деформации, обычно сопровождающие образование складок скальвания.



Фиг. 4. Структурные взаимоотношения Главной и Западной рудных зон (схематическая блок-диаграмма):

1 — слоистость глинистых сланцев; 2 — сланцеватость второй системы; 3 — диоритовые порфириды Западной зоны; 4 — штокверковые руды; 5 — Главная рудная зона; 6 — разрывное нарушение

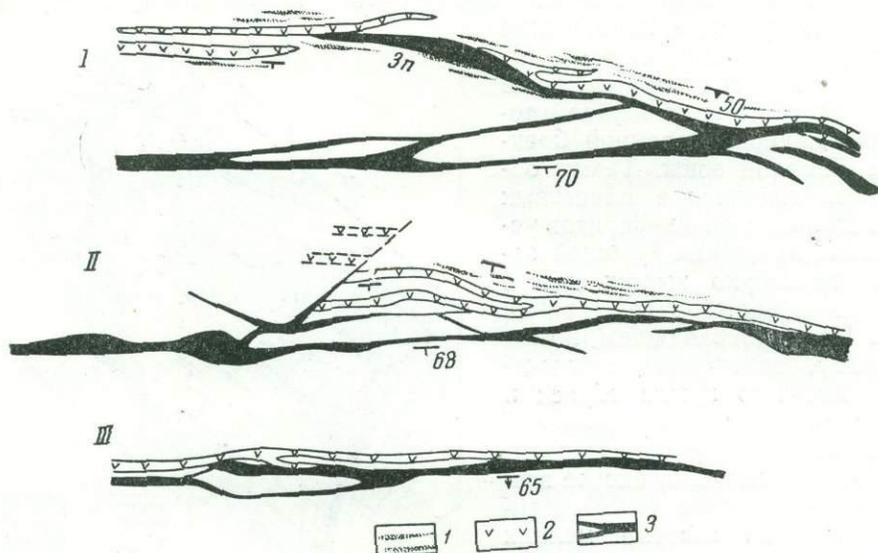
На фиг. 5 изображено постепенное сближение Главной и Западной рудных зон по мере перехода к более глубоким горизонтам месторождения.

В некоторых участках Главной зоны, отличающихся резким изменением элементов залегания, наблюдаются довольно мощные рудные линзы, сложенные преимущественно агрегатами сульфидных минералов. Наряду с раздувами, для этой зоны характерны также пережимы, которые в одних случаях обусловлены слабым приоткрыванием отдельных участков нарушения, в других — отчетливо связаны с послерудными блоковыми перемещениями, приводящими нередко к развальцовке и растаскиванию рудного тела.

Фланги Главной рудной зоны имеют различный характер. На юго-западном ее окончании одновременно с уменьшением мощности снижается степень брекчирования и минерализации глинистых сланцев. Нарушение становится менее отчетливым и постепенно переходит в сильно рассланцованные породы. Иная форма окончания зоны характерна для ее северо-восточного фланга. Здесь зона, расщепляясь, переходит в довольно широкий пояс рассеянного оруденения, частично имеющий характер штокверка, местами напоминающий структуры конского хвоста.

Главная зона нередко обладает симметрично-поясным строением, выражающимся в том, что призальбандные ее участки, испытавшие наи-

большее дробление, сложены брекчией сланцев или сплошными минеральными агрегатами, в то время как центральная часть зоны, дробленая слабее, несет прожилковое оруденение. Основное рудное тело часто сопровождается жилками, приуроченными к трещинам оперения, распространенным, главным образом, в лежащем боку.



Фиг. 5. Постепенное сближение Главной и Западной (Zn) рудных зон по мере перехода от поверхности (I) к более глубоким горизонтам (II, III): 1 — слоистость глинистых сланцев; 2 — диоритовые порфиры Западной зоны; 3 — Главная рудная зона и минерализованная брекчия Западной зоны (Zn)

Восточная рудная зона. Являясь вторым по величине рудным объектом Эге-Хайского месторождения, Восточная зона значительно уступает Главной зоне и по сложности тектонического развития, и по масштабам. Простирается Восточная зона очень выдержанно — 35° северо-восток, падение юго-восточное, под углами $80-85^\circ$.

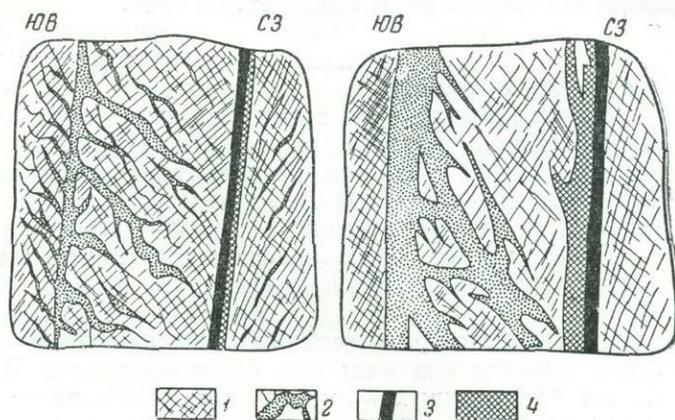
Эта рудная зона представляет собой жилообразное тело, форма которого усложнена раздувами, пережимами и небольшими ответвлениями, приуроченными чаще к висячему боку. Наиболее резко линзование выражено на верхних горизонтах.

Рудное тело обычно имеет резкие контакты, часто фиксирующиеся тектонической глиной, причем приуроченность наиболее дробленного и минерализованного материала к зальбандам, а также поясная зональность в поперечном сечении проявлены очень отчетливо. В то же время следует отметить, что местами (чаще это наблюдается в висячем боку) минерализация не ограничивается контурами Восточной зоны, но захватывает и вмещающие породы, в связи с чем границы рудного тела становятся расплывчатыми.

На фиг. 6 приведены зарисовки головных забоев штрека в одном из обогащенных участков Восточной зоны. Как видно из этой фигуры, сгущение рудных прожилков местами образует подобие ориентированного штокверка.

Существенное изменение морфологии рудного тела наблюдается на его флангах, особенно на северо-восточном окончании, где, как и в Главной рудной зоне, развивается серия апофиз и тонких прожилков, приуроченных к широкому (в несколько десятков метров) поясу трещиноватых глинистых сланцев.

Являясь менее развитым, чем Главная зона, тектоническим образованием, Восточная рудная зона не всегда обладает выдержанными морфологическими чертами. Нередко она и в центральном участке испытывает почти полные пережимы или переходит в сплетение тонких проводников. Под влиянием подвижек, связанных с концом рудоотложения или с послерудным периодом, в Восточной зоне наблюдается обилие сопряженных с ней минерализованных или безрудных нарушений. Этим характеризуется в частности, южный ее отрезок, где среди



Фиг. 6. Зарисовки Восточной рудной зоны (гольские забои штрека):
 1 — сланцеватость глинистых сланцев; 2 — сплошные руды и минерализованная брекчия касситеритово-кварцевого состава (первой стадии); 3 — кварц второй генерации с регенерированным игольчатым касситеритом; 4 — сульфидные руды (пирротин, сфалерит и др.)

рассланцованных, смятых или слабо брекчированных сланцев наблюдаются лишь единичные, обогащенные касситеритом гнезда. Послерудные смещения Восточной зоны усложняют ее морфологию и условия залегания.

Западная рудная зона. Отличается от остальных объектов месторождения приуроченностью к дайкам диоритовых порфиров. Дайки отличаются сложными сочетаниями: они то разветвляются, то вновь объединяются, отдельные из них выклиниваются. В разведанных участках наиболее обычно развитие двух или трех параллельных даек.

Среднее простирание этого комплекса 40° северо-восток, с местными отклонениями в пределах $38-55^\circ$; падение на юго-восток под углом 50° , крайние значения угла падения изменяются от 42 до 62° .

Существенной особенностью Западной зоны является то, что в пределах ее развития не происходило того повсеместного отчетливо локализованного дробления и брекчирования, которые свойственны ранее описанным рудовмещающим структурам. Важное значение при формировании Западной рудной зоны имела механическая неоднородность пересекаемых ею пород. Вследствие этого различного рода подвижки внутри магматических даек, по-видимому, могли вызывать в них более заметное разрушение по сравнению с глинистыми сланцами, обладавшими известной пластичностью. Это привело к развитию весьма сложной системы трещин, переходящих местами в различные по степени дислоцированности участки дробления и брекчирования.

В целом Западная зона представляет довольно прихотливое сочетание в различной степени смятых или дробленных минерализованных сланцев и диоритовых порфиров. Полосы оруденелых пород и рудных брекчий приурочены, главным образом, к всяческому боку даек.

Условия залегания Западной зоны значительно осложнены дорудными и более поздними разрывами, по которым происходили смещения преимущественно сбросового характера.

Осенняя зона. Приурочена к северо-западному склону Эге-Хайской сопки и состоит из двух сближенных, кулисообразно расположенных тел. В отличие от остальных рудных объектов, Осенняя зона имеет падение на северо-запад, что объясняется ее приуроченностью к системе «рубцовых» трещин отрыва, развившихся как оперение Главной зоны и иногда являющихся сместителями магматических даек.

Южное тело зоны имеет простирание 17° северо-восток, падение на северо-запад под углом 64° ; по падению оно очень быстро выклинивается, переходя в тонкий проводник.

Северный участок Осенней зоны состоит из двух небольших разрывных минерализованных нарушений, сначала параллельных, а затем к югу объединяющихся. Простирание рудного тела здесь варьирует в пределах $40-50^\circ$ северо-восток. В этом участке зона местами расщепляется на серию минерализованных трещин, часть из которых совпадает со сланцеватостью. Наблюдаются также крутопадающие тонкие проводнички в перпендикулярном направлении (северо-западного простирания).

Осенняя зона отличается от описанных выше рудных тел небольшими размерами и значительно меньшим брекчированием. Для нее характерно наличие разнородных морфологических элементов — от зоны смятия и дробления до обычной жилы и штокверковых участков, представленных преимущественно касситерито-кварцевой ассоциацией.

На крайнем северном фланге Осенняя зона переходит в полосу смятых, слабоминерализованных сланцев.

Новая зона. Находится к северо-востоку от Осенней зоны. Она обладает изменчивым простиранием — от 34° северо-восток в южной до 50° северо-восток в северной части — и крутым падением.

Рудная зона имеет ограниченное распространение и состоит из отдельных небольших линзообразных тел, чередующихся с участками неизмененных сланцев, прорезанных редкой сетью тонких рудных прожилков. Линзование наблюдается и по простиранию, и по падению. С глубиной мощность рудного тела быстро уменьшается.

Кроме перечисленных зон, в пределах западной части месторождения развита серия небольших слабоминерализованных зон смятия и брекчирования. Наиболее крупной является Весенняя зона. Простирание ее $40-45^\circ$ северо-восток, падение на юго-восток под углами $55-67^\circ$. В морфологическом отношении это неоднородное тектоническое образование, представленное линейно вытянутыми участками дробления и смятых сланцев. В северной ее части степень дробления возрастает, что местами приводит к образованию рудной брекчии, ограниченной тектоническими поверхностями. В южной части Весенняя зона переходит в широкий пояс трещиноватых окварцованных сланцев, не содержащих оловянного оруденения.

Глинистые сланцы, вмещающие рудоносные зоны, разбиты многочисленными разнообразно ориентированными трещинами, которые можно сгруппировать в следующие главные системы:

1. Сланцеватость северо-восточного простирания с азимутом падения на юго-восток $130-140^\circ$ под углами $40-50^\circ$, приуроченная к плоскостям слоистости.

2. Сланцеватость северо-восточного простирания с азимутом падения на юго-восток $120-135^\circ$ под углами $70-85^\circ$.

3. Комплекс трещин северо-восточного простирания, тесно связанных с крупными тектоническими нарушениями; падение их на северо-запад $320-340^\circ$ под углами $50-85^\circ$.

4. Трещины северо-западного простирания с падением на юго-запад $190-230^\circ$ под углами $70-80^\circ$.

5. Сравнительно редко встречающаяся, но характерная горизонтальная отдельность.

Наиболее важное значение имеют три первые системы, которые определяют положение всех оловорудных тел, приуроченных и к основным, и к оперяющим трещинам. Как отмечено выше, комплекс магматических и рудных образований Западной зоны фиксирует межпластовые нарушения, элементы залегания которых аналогичны элементам залегания сланцеватости первой системы.

Крупное нарушение Главной зоны залегает согласно с более полными плоскостями сланцеватости второй системы, в то время как Восточная зона использует ее наиболее крутопадающие плоскости. К определенной группе трещин третьей системы приурочены апофизы основных оловоносных тел, а также Осенняя рудная зона.

В отличие от рассмотренных элементов трещинной тектоники, северо-западные трещины четвертой системы обычно безрудны. Подобная картина избирательной связи рудных тел с определенными системами трещин объясняется, по-видимому, неоднородностью приоткрывания последних в процессе рудоотложения.

Одним из наиболее развитых структурных элементов месторождения является сланцеватость первой системы. Судя по совпадению с плоскостями напластования, она относится к категории сланцеватости-слоистости и развивалась, как это свойственно подобным структурам, в наиболее ранний период, в результате процессов складкообразования. Положение поверхностей сланцеватости определило в дальнейшем развитие крупных межпластовых нарушений, которые были использованы дайками диоритовых порфиритов.

Сланцеватость второй системы характеризуется более крутыми плоскостями. В пределах месторождения она очень хорошо развита и распространена повсеместно. Имея довольно выдержанное залегание, эта система образует острый угол со слоистостью песчано-глинистых сланцев.

Обращает на себя внимание тот факт, что сланцеватость второй системы почти параллельна осевой плоскости намечающейся на месторождении куполовидной складки. Если учесть данное обстоятельство, а также принять во внимание соотношение этой сланцеватости со слоистостью, то вероятное существование антиклинальной структуры может получить еще одно подтверждение.

Ввиду того, что к сланцеватости второй системы приурочены почти все минерализованные зоны дробления, являющиеся более молодыми, чем дайки, можно думать, что она возникла позже сланцеватости-слоистости,— по-видимому, в тот период, когда дальнейшее образование складчатых форм стало уже невозможным вследствие консолидации области.

Кроме описанных систем трещин, к наиболее ранним дизъюнктивным образованиям следует, вероятно, отнести горизонтальные и близкие к ним трещины отдельности, местами встречающиеся на месторождении. Трещины эти хорошо выражены и содержат тонкие прожилки рудного кварца и других минералов.

Как известно, подобные структурные элементы могут представлять трещины отрыва, параллельные оси С, в том случае, если ось А эллипсоида деформации ориентирована вертикально, а ось В — параллельно простиранию складок. Такая ориентировка главных осей эллипсоида согласуется с характером складчатых деформаций, возникавших на ранних этапах развития структур месторождения. Поэтому есть основание связывать с ними и образование горизонтальной отдельности.

Возникновение рудовмещающих разломов отчетливо сочетается с напряжениями сколового характера. Об этом свидетельствуют следующие признаки: 1) интенсивно проявленные процессы дробления глинистых сланцев и продуктов рудоотложения в пределах этих нарушений; 2) явственные следы вертикальных и горизонтальных смещений — разрывы и смещения даек диоритовых порфиритов, образование рудных раздувов, наличие зеркал и борозд скольжения, а также тектонической глинки; 3) развитие «рубцовых» трещин отрыва.

Следует отметить, что на месторождении наблюдается глинка трения разного возраста. Более ранняя ее разновидность бывает плотно спаяна с рудной брекчией. К ней местами приурочены кварц, сульфиды и тонкая рассеянная вкрапленность касситерита. Есть случаи, когда в жилах, сложенных «ранним» и «поздним» кварцем, глинка вместе с пленками графита разграничивает эти разновидности, будучи «припаяна» к кварцу ранней генерации. Таким образом, наблюдаемые признаки дают основания связывать эту тектоническую глинку с периодом рудоотложения или даже с дорудным временем.

Наряду с этим отмечается поздняя тектоническая глинка, которая приурочена к плоскостям разрыва и смещения рудных тел, сложенных минеральными ассоциациями, завершавшими рудоотложение. Нередко она фиксирует также тектонические швы, образовавшиеся в местах развальцовки и растаскивания рудных участков, а в отдельных случаях цементирует обломки сланцев, рудной брекчии и диоритовых порфиритов.

Основные рудные тела сопровождаются мелкими ответвлениями, имеющими северо-западное падение. В отличие от этой системы оперения, в лежащем боку Главной зоны развиты отдельные пологие апофизы, приуроченные к плоскостям слоистости. Происхождение их, по-видимому, связано с обновлением некоторых старых швов в период развития нарушения Главной зоны, поскольку и первые, и вторая выполнены одними и теми же агрегатами сульфидных минералов. Эти же факторы в какой-то мере обусловили и рудную минерализацию Западной зоны.

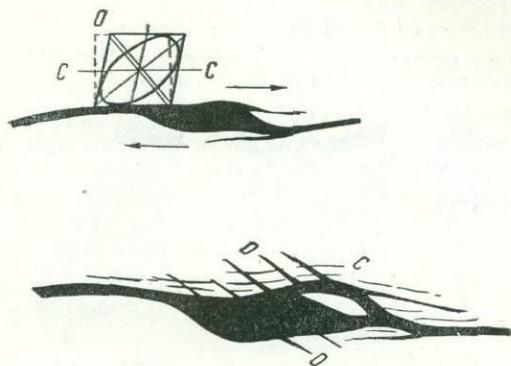
В структуре рудных тел, и особенно отчетливо в Главной зоне, проявлены признаки различно направленных тектонических смещений. Вертикальные смещения фиксируются сбросом даек диоритовых порфиритов по нарушению Главной зоны. В некоторых горных выработках наблюдаются разрывы, залеченные кварцем второй генерации и пирротинном; по ним происходили вертикальные смещения даек. Из этого факта можно заключить, что сброс проявился до отложения сульфидного комплекса.

Если к сказанному добавить, что сульфиды цементируют обломки раннего кварца и ассоциирующих с ним высокотемпературных минералов, а также диоритовых порфиритов, то образование сброса можно отнести ко времени между отложением двух указанных выше основных ассоциаций минералов.

Признаки горизонтальных смещений выявляются при изучении морфологических особенностей Главной зоны в местах ее раздувов. Как видно на фиг. 7, последние возникают в местах резкого изменения простирания рудного тела, которое в таких участках характеризуется полным сходством конфигурации лежащего и висячего боков. Очевидно, что для образования приоткрытых полостей в месте изгиба нарушения стенки его должны были сместиться по простиранию в противоположные стороны¹, как это показано на схеме (см. фиг. 7).

¹ Возможно также смещение в одном направлении, при котором лежащий бок опережал висячий бок нарушения.

Подобный характер смещения подтверждает и анализ оперяющих структур, которые особенно обильно развиты в лежащем боку рудных раздувов Главной зоны. Оперяющие трещины относятся к трещинам третьей системы с простиранием 50—70° северо-восток, составляющим максимум I на диаграмме В. Шмидта (фиг. 8). По своему происхождению эти структуры представляют «рубцовые» трещины отрыва. К ним обычно приурочены небольшие апофизы и тонкие прожилки кварц-сульфидного состава.



Фиг. 7. Рудный раздув Главной зоны, сопровождающийся оперением (схема показывает характер приоткрывания тектонического нарушения, а также развитие трещин отрыва и скальвания):
O — трещины отрыва; C — трещины скальвания

Совместно с минерализованными трещинами отрыва развиты также параллельные контактам рудного тела, плотно притертые и почти всегда безрудные трещины с северо-западным падением. Они объединены нами в третьей системе, но по своим особенностям, очевидно, должны быть отнесены к трещинам скальвания. Условия образования отрывных и сколовых трещин неоднократно освещались в литературе.

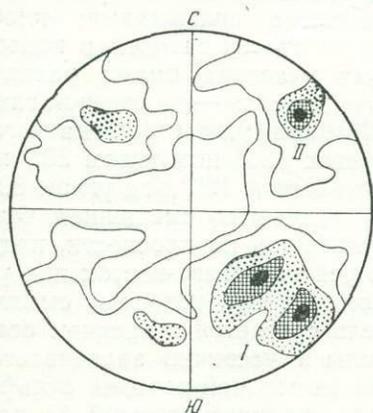
Представление о механизме их образования, в связи с подвижками Главной зоны, дает схема на фиг. 7. Как видно на этой схеме, характер приоткрывания и расположение трещин отрыва под острым углом, открытым к юго-западу, указывают на то, что лежащий бок Главной зоны смещался к северо-востоку.

Следует подчеркнуть, что рассмотренные нами рудные раздувы в большем своем объеме выполнены пирротином и другими сульфидами; из этого можно заключить, что приоткрывание тектонического нарушения происходило в период отложения этих минералов или несколько предшествовало ему.

Наряду с описанными формами, в структурах рудных тел наблюдаются также раздувы, возникающие в результате минерализации кварцем,

хлоритом, касситеритом и другими высокотемпературными компонентами густой сети трещин в крупных блоках сланцев, заключенных внутри тектонических зон. Подобные образования по всем признакам относятся к более раннему периоду рудоотложения, чем раздувы, возникшие за счет выполнения сульфидами приоткрытых полостей. Наиболее характерны они для верхних горизонтов Восточной зоны.

Северо-западные трещины четвертой системы, составляющие максимум II на диаграмме трещин (см. фиг. 8), распространены повсеместно. За редким исключением, они являются безрудными и вместе с трещинами



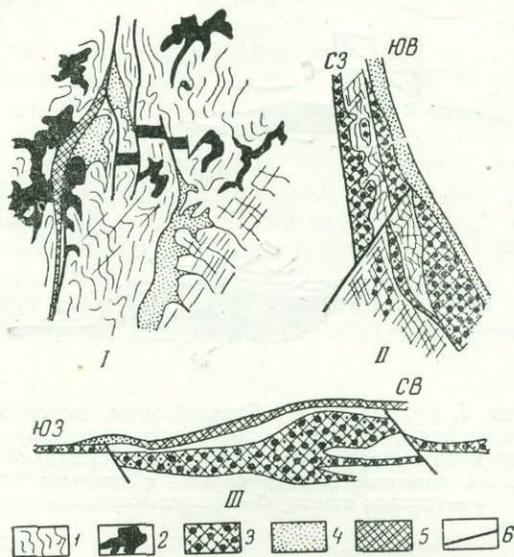
Фиг. 8. Диаграмма ориентировки трещин (проекция на нижнюю полушару сетки В. Шмидта, 620 измерений, $\le 0,5-1-2-3-4\%$; римскими цифрами обозначены максимумы трещин)

щинами северо-восточного направления разбивают сланцы на параллелепipedальную отдельность. Изредка вдоль этих трещин наблюдаются небольшие смещения. Судя по соотношению с рассмотренными

выше группами трещин, они, по-видимому, представляют вторую систему диагональных сколов, которые были закрыты для рудных растворов.

Из всего изложенного вытекает, что основные минерализованные разломы могут быть классифицированы как односистемные сколовые зоны.

При рассмотрении морфологии и условий развития рудных тел отмечалось, что они нередко осложнены разновозрастными разрывными нарушениями. Конкретизируя эти наблюдения, следует добавить, что, кроме сбросов даек и дробления продуктов ранней минерализации, отмечаются следующие случаи нарушения сплошности рудных тел:



Фиг. 9. Разрывы и смещения рудных тел, связанные с периодом рудоотложения:

I — разновозрастные нарушения внутри рудной зоны; более ранний разрыв, смещающий тело кварца, залечен сульфидами, позднейшее нарушение сопровождается тектонической глиной и пересекает обе минеральные ассоциации; *II* — разрыв со сбросом тела сульфидов первой генерации; висячем боку отложены сульфиды второй генерации, срезающие тектоническое нарушение; *III* — разрыв тела сульфидов первой генерации с включениями раннего кварца, имеющий характер надвига на северо-восток; позже произошел разрыв вдоль рудного тела с образованием тектонической глины, к которому приурочены сульфиды второй генерации;

1 — рассланцованные и смятые глинистые сланцы; 2 — ранний кварц; 3 — сульфиды первой генерации; 4 — сульфиды второй генерации; 5 — тектоническая глина; 6 — тектонические разрывы

разрывы и смещения сульфидных тел вместе с сопутствующими им кварцевыми и кальцитовыми прожилками. Сместители сопровождаются зеркалами скольжения со шрамами и падают преимущественно на юго-запад и северо-восток. Амплитуда смещений небольшая и измеряется чаще всего первыми метрами. По своему характеру смещения относятся к простым сбросам, ступенчатым сбросам и надвигам (фиг. 9).

Из приведенных данных видно, что в пределах месторождения выделяются три возрастных группы структурных элементов: 1) дорудные, к которым относятся складчатые формы, обе системы сланцеватости и, по-видимому, горизонтальная отдельность; 2) связанные с периодом рудоотложения зоны дробления и крупные рудовмещающие трещины, а также различные более мелкие нарушения третьей и четвертой систем; 3) послерудные разрывы сплошности рудных тел.

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ РУДНЫХ ТЕЛ И СТАДИИ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

Основным типом первичных руд месторождения Эге-Хая является оловоносная брекчия, интенсивность минерализации которой находится в тесной зависимости от степени ее тектонической проработки. В соответствии с этим наблюдаются все переходы от оловоносной брекчии, с одной стороны, к рудам, состоящим из минералов-новообразований и почти полностью утратившим брекчиевую текстуру, и с другой, — к сланцам и песчаникам, прорезанным лишь тонкими рудными прожилками.

Главными минералами рудных тел являются кварц, пирротин и хлорит. В подчиненном количестве развиты сфалерит, халькопирит, пирит, арсенопирит, кальцит, турмалин, касситерит, флюорит, серицит, альбит, станнин, золото и другие более редкие минералы, общее количество которых достигает 30.

Наибольшим распространением пользуются руды кварц-хлорит-пирротинового состава, обладающие тонкозернистой структурой отложения и замещения.

В минеральном составе рудных тел отчетливо фиксируется присутствие трех минеральных ассоциаций, которые могут быть названы касситерит-кварц-хлоритовой, сульфидной и карбонатной. Для рудных тел и участков, сложенных этими ассоциациями, характерны следующие структурные взаимоотношения: 1) часто наблюдающаяся пространственная разобщенность; 2) явления пересечений; 3) цементация и замещение обломков более ранней ассоциации более поздними минеральными агрегатами; 4) залечивание швов, по которым происходили разрывы и смещения более ранних жил более поздними минеральными комплексами.

На основании сказанного последовательность выделения упомянутых ассоциаций намечается в таком виде.

Наиболее раннюю ассоциацию составляют сероватый и темноокрашенный кварц, альбит, топаз, турмалин, хлорит, арсенопирит, ранний пирит, касситерит и некоторые другие высокотемпературные минералы. В пределах этой ассоциации, судя по явлениям коррозии и замещения, довольно отчетливо выделяются три возрастные группы — альбит-турмалиновая (с топазом), кварц-хлоритовая и касситерит-кварцевая, которые последовательно (в указанном порядке) сменяли друг друга во времени.

Охарактеризованная минеральная ассоциация развита в виде штокверка, жилоподобных тел и отдельных гнездообразных или линзовидных скоплений. В вещественном составе рудных зон она играет весьма важную роль, так как с ней связана основная оловоносность. Образование минералов данной ассоциации сопровождалось интенсивным метасоматозом вмещающих пород, обусловившим широкое развитие в них явлений хлоритизации, окварцевания и местами — турмалинизации.

Следующая, более поздняя ассоциация отличается широким развитием в ее составе сульфидов — преимущественно пирротина и в меньшей степени сфалерита, халькопирита, станнина и других минералов этой группы. Местами с ними ассоциируют кварц второй генерации и биотитоподобный хлорит. Для сфалерита характерна примесь индия. Минеральные агрегаты сульфидной ассоциации развиты, главным образом, в виде сплошных масс неправильной и линзовидной формы, а также в виде жилоподобных тел и прожилков. Последние часто пересекают участки или жилы высокотемпературной ассоциации и содержат в виде включений рудные обломки, состоящие из кварца, касситерита, турмалина, арсенопирита и других ранних минералов. Эти включения

обычно интенсивно замещаются сульфидами. Наблюдаются также отмеченные выше случаи залечивания пирротином смещающих трещин в раннем кварце.

Все отмеченные факты говорят о том, что к моменту выделения пирротина и других сопровождающих его сульфидов, касситерит-хлорит-кварцевая ассоциация была уже полностью сформирована, а сложенные ею тела претерпевали интенсивное дробление, разрывы и смещения. Следы небольших подвижек, как указано выше, наблюдаются и в период образования сульфидной ассоциации. По отношению к вмещающим породам сульфидная ассоциация менее активна, чем ранняя кварцевая ассоциация, и влияние ее сказывается преимущественно в образовании тонких, подчас волосовидных просечек.

Третья ассоциация по своему количественному развитию уступает двум первым и фиксирует завершающие моменты рудоотложения. Она представлена карбонатами, — главным образом, кальцитом и отчасти сидеритом, а также поздним безрудным кварцем. Этот минеральный комплекс образует линзообразные или неправильные скопления, приуроченные к разрывам в зальбандах рудных зон, небольшие обособленные тела и прожилки. Карбонаты пересекают предшествовавшие им минеральные комплексы. Широко развиты также процессы замещения кальцитом многих более ранних минералов.

Из приведенных данных можно сделать вывод, что минерализация рудных зон представляла длительный процесс, неоднократно прерывавшийся вспылками тектонических деформаций, во время которых происходили дробление ранее выделившихся минеральных ассоциаций, возникновение секущих трещин, обновление старых швов и т. д.

Перерывы рудоотложения, по-видимому, были достаточно короткими, так как все рассмотренные минеральные ассоциации локализованы в одних и тех же телах и отлагались в пределах высоко- и среднетемпературных стадий гидротермального процесса.

Исходя из сказанного, а также учитывая, что каждому периоду рудного процесса соответствовал свой минеральный комплекс, отличающийся от предыдущего, следует считать, что рассмотренные ранее ассоциации соответствуют определенным стадиям минерализации. По составу ведущих минералов эти стадии могут быть названы касситерит-хлорит-кварцевой, сульфидной и карбонатной.

Первая из них, являвшаяся наиболее высокотемпературной, отличалась главенствующей ролью кислородных соединений; сульфидная стадия развивалась в условиях преобладания соединений серы, а завершающая карбонатная стадия характеризовалась значительным участием углекислоты.

ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ЛОКАЛИЗАЦИИ ОБОГАЩЕННЫХ УЧАСТКОВ

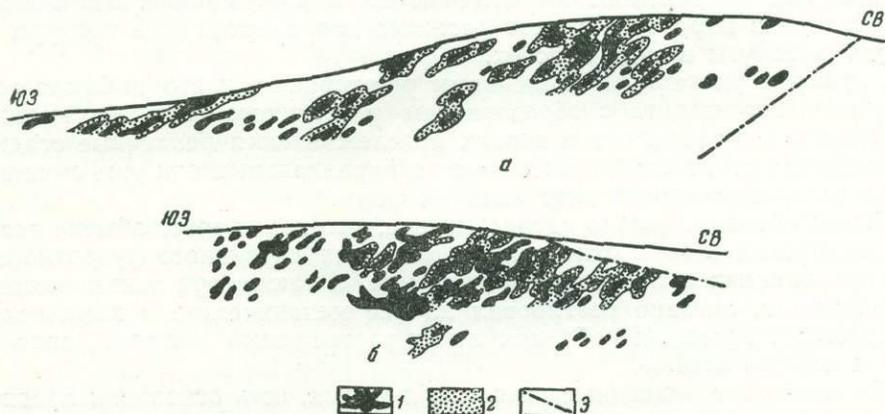
Одна из важных особенностей описываемого месторождения — выявленное в процессе его детального изучения склонение обогащенной частью рудных тел в юго-восточном направлении. Характер этого склонения в пределах отдельных участков Главной и Восточной зон изображен на фиг. 10. Здесь хорошо заметно, что склонение свойственно не только рудному столбу в целом, но и составляющим его отдельным гнездам, которые обладают общей закономерной ориентировкой.

Примечательно для обеих зон, что на разрезе в плоскости падения рудного тела угол наклона обогащенных гнезд соответствует углу наклона линии пересечения рудной зоны со слоистостью пород.

На продольном разрезе Главной зоны обогащенные оловом участки склоняются тоже параллельно линии сочленения этого рудного тела

с Западной зоной. По существу это является выражением той же подчиненности участкам пересечения слоистости, так как входящие в комплекс Западной зоны магматические дайки залегают согласно с элементами напластования глинистых сланцев.

Причины подобного пространственного залегания обогащенных участков на месторождении до конца не изучены. Сопоставляя все изложенные выше факты, можно думать, что важную роль здесь играл литологический контроль рудоотложения, обусловленный влиянием благоприятных свойств отдельных горизонтов и прослоев, а именно



Фиг. 10. Склонение оловоносных рудных тел Главной (а) и Восточной (б) зон: 1 — обогащенные оловом гнезда; 2 — участки, более бедные оловом; 3 — линия сочленения Главной и Западной рудных зон

характера пористости пород, зернистости, условий проницаемости, химического состава и др.

На фоне общего для месторождения склонения обогащенных участков на юго-восток распределение их в отдельных телах имеет свои особенности. При сравнении под этим углом зрения оловоносности Главной и Восточной зон устанавливается более контрастный характер руд последней на ее верхних горизонтах, сложенных в основном продуктам ранней касситерит-хлорит-кварцевой стадии. Обогащенные оловом гнезда в Восточной зоне крупнее и располагаются более густо, чем в Главной зоне, сложенной в значительной части сульфидными рудами. Интересно в связи с этим отметить, что если в наиболее богатых участках Главной зоны концентрация олова превосходит среднюю насыщенность рудного тела этим металлом в 7—8 раз, то в хлорит-кварцевых рудах Восточной зоны — соответственно в 10—20 раз. Однако при переходе к участкам Восточной зоны, представленным сульфидными рудами, соотношения между местной «пиковой» и средней насыщенностью рудного тела оловом становятся такими же, как и в Главной зоне.

Особо важен тот факт, что в хлорит-кварцевых рудах обогащение оловом носит «первичный» характер и обусловлено местным, более обильным выделением касситерита вместе с минералами первой стадии, тогда как повышенное содержание олова в отдельных участках сульфидных руд обычно связано с включениями обломков более ранних минеральных комплексов.

Микроскопическое изучение руд показало, что главная масса касситерита по времени выделения относится к первой стадии минерализации. Существенных количеств этого минерала, связанных с сульфид-

ной стадией, не устанавливается, зато среди продуктов последней часто фиксируется присутствие станнина.

В то же время процессы преобразования раннего касситерита — в случае, когда он находится среди поздних минеральных комплексов, — выражены очень ясно. В полированных шлифах прослеживаются различные стадии регенерации кристаллических зерен касситерита с появлением в местах растворения их граней новообразований этого минерала игольчато-волокнистого габитуса, группирующихся в сложные агрегаты. Последние при далеко зашедшем процессе приобретают форму «касситеритового солнца», обрастающего остатки материнского зерна. Сходные преобразования отмечаются и в турмалине. Включения касситерита в пирротине имеют сложные корродированные контуры и иногда вытянуты в виде цепочек.

Наряду с указанными явлениями регенерации, часто наблюдается дробление касситерита с образованием рассеянного агрегата мелких его частиц, а в таблитчатых зернах прослеживаются различные стадии их расщепления по спайности на серию параллельных или уже смещенных и рассредоточенных пластинчатых форм.

Таким образом, можно сделать вывод, что касситерит, обычно весьма устойчивый в зоне окисления, в условиях глубинного рудоотложения при высоких температуре и давлении, а также при тектонических напряжениях, активно реагировал на все механические и химические воздействия, проявляя себя как легко растворимый минерал, способный к переотложению.

Учитывая все описанные выше наблюдения, есть основания предполагать, что в образовании сравнительно равномерной оловоносности сульфидных руд Главной зоны, наряду с первичным распределением касситерита (сульфидной стадии), известную роль играли также явления регенерации и переотложения древних его выделений более поздними рудными растворами.

В минерализованных зонах дробления нередко наблюдается приуроченность обогащенных руд к «структурным ловушкам», которыми являются места резких переходов от раздувов к пережигам, участки сочленения основных тел с апофизами, «рубцовые» трещины оперения, участки крутых перегибов рудного тела по простиранию и падению. Важную роль в подобных явлениях, по-видимому, играло изменение условий циркуляции растворов в усложненных трещинах. Это должно было повлечь за собой нарушение подвижного равновесия, устанавливающегося между рудными растворами и вмещающими породами, и выпадение металла.

В структурных «вилках» осаждение касситерита происходило, очевидно, достаточно быстро, вызывая образование скрытокристаллических агрегатов, весьма типичных для обогащенных рудных участков.

ВЫВОДЫ

На примере изученного месторождения отчетливо обнаруживается важная роль структурных факторов и обусловивших их тектонических явлений в процессе формирования рудных тел. Значение тех и других в комплексе явлений, контролирующих рудоотложение, сводится к следующим основным моментам:

1. Структурные факторы предопределили общее пространственное положение месторождения в регионе и образование тектонических зон, ставших рудоподводящими каналами.

2. Совместно с литологическими особенностями пород структурные факторы определили положение мест «разгрузки» минерализующих растворов и обусловили морфологию рудных образований.

3. Процесс минерализации имел пульсирующий характер; он развивался на фоне проявления тектонических движений и может быть выражен следующей схемой:

а) возникновение ранней трещиноватости, подготовившей зарождение более крупных трещин тех же направлений с последующим образованием штокверка и жилоподобных тел из высокотемпературных растворов;

б) развитие мощных зон дробления с оперяющими структурами, сопровождаемое обильным выделением сульфидов;

в) обновление старых тектонических швов наряду с развитием секущей трещиноватости и последующее заполнение их карбонатами и безрудным кварцем, относящимися к конечным этапам рудоотложения.

4. Раздробление и коррозия минералов ранних стадий, в том числе и касситерита, приведшие, по-видимому, к известному его перераспределению и тем самым к выравниванию содержаний олова в участках, сложенных сульфидами.

5. Послерудные движения обусловили осложнения залегания рудных тел, выразившиеся в их смещениях и местами в появлении тектонических пережимов.

ЛИТЕРАТУРА

- Матвеев В. Т., Шаталов Е. Т. Разрывные нарушения, магматизм и оруденение Северо-Востока СССР. В кн.: «Закономерности размещения полезных ископаемых», ч. I, М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Падалка Г. Л. О геологическом строении северо-восточной Якутии в связи с металлоносностью.— Известия АН СССР, сер. геол., 1939, № 6.
- Смирнов С. С. и др. Минералогический очерк Яна-Адычанского района.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1941, вып. 6.
- Чайковский В. К. Геология оловоносных месторождений Северо-Востока СССР. М., Госгеолтехиздат, 1960.
-

М. Н. Д Ж А П А Р И Д З Е

**НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ТРЕЩИННОЙ ТЕКТОНИКИ
КВАЙСИНСКОГО СВИНЦОВО-ЦИНКОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ**

Квайсинское свинцово-цинковое месторождение, расположенное в высокогорной части предгорий южного склона Главного Кавказского хребта, в области среднего течения р. Джеджора, известно с 1909 г. (Смирнов, 1909). Однако систематическое изучение геологического строения месторождения и района началось лишь после установления Советской власти в Грузии и связано с именами геологов А. И. Джанелидзе, В. В. Богачева, И. Г. Кузнецова, И. Р. Кахадзе, П. Д. Гамкрелидзе, Г. С. Дзоценидзе и др.

**СТРУКТУРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ
КВАЙСИНСКОГО СВИНЦОВО-ЦИНКОВОГО РУДНОГО ПОЛЯ**

Район Квайсинского свинцово-цинкового рудного поля занимает сравнительно небольшой участок Гагринско-Джавской геотектонической зоны (Гамкрелидзе, 1959). Здесь широко развиты мезозойские, преимущественно вулканогенные образования. Сравнительно малую площадь занимают третичные отложения (фиг. 1).

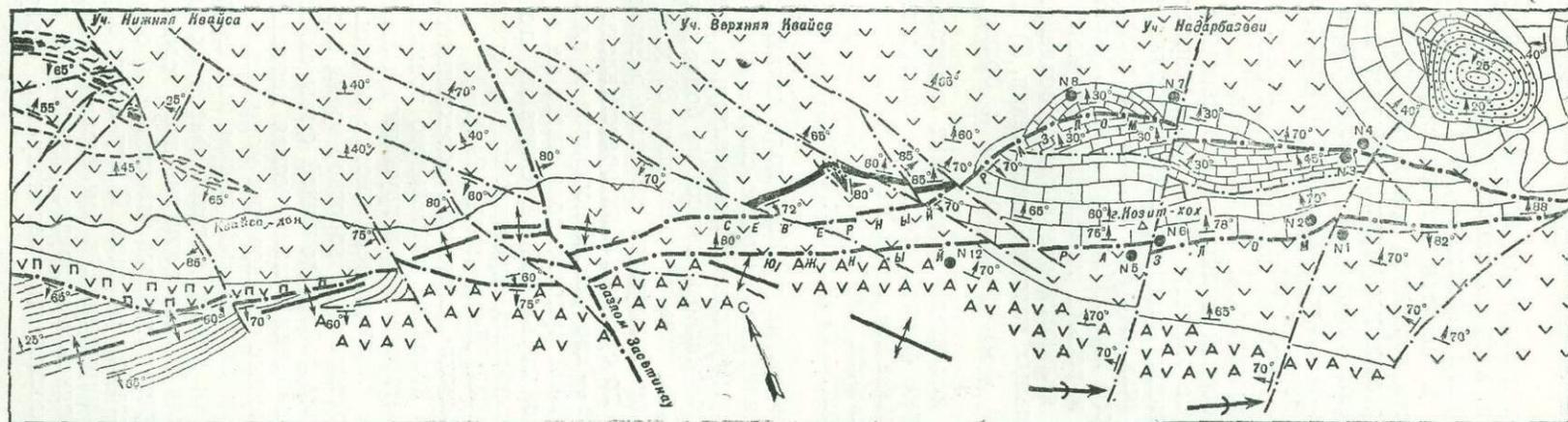
Непосредственно в пределах Квайсинского рудного поля в основании стратиграфического разреза лежит так называемая сорская свита, слагающая ядро Цедисско-Ахсарджинской антиклинали, представленная темно-серыми и черными глинистыми сланцами и слюдястыми песчаниками. Видимая мощность ее не превышает 500 м. На основании находок фауны и стратиграфического положения эта свита относится к верхнему лейасу (Джанелидзе, 1946; Кахадзе, 1947).

Сорская свита перекрывается широко развитой в Гагринско-Джавской зоне порфиритовой вулканогенной толщей, состав которой детально изучен Г. С. Дзоценидзе (1938, 1948), а стратиграфия разработана И. Р. Кахадзе (1947). На основании фаунистических данных, стратиграфического положения и региональной параллелизации порфиритовая толща в целом относится к байосу.

Порфиритовая вулканогенная толща на основе схемы Г. С. Дзоценидзе подразделяется нами на 4 горизонта:

1. Горизонт спилитов или авгит-альбитовых порфиритов. Непосредственно налегает на лейасовую глинисто-песчанистую свиту и характеризуется покровами спилитов разной мощности (от 1 до 20 м), чередующимися с туфобрекчиями и туфопесчаниками. Мощность спилитового горизонта достигает 300 м.

2. Горизонт роговообманково-плагиоклазовых порфиритов с пластами туфопесчаников, туфов и туфобрекчий. В верхней части сечется дай-



Фиг. 1. Структурно-литологическая схема Квайсинского рудного поля. (Составлена по материалам Г. И. Харашвили, К. И. Абашидзе, Д. А. Анджапаридзе, Р. С. Захарян, Н. Н. Шавишвили и М. Н. Джапаридзе):

1 — глинисто-песчаная свита верхнего лейаса; 2—4 — вулканогенные образования байоса (2 — горизонт плагиоклазовых порфиритов, 3 — горизонт авгит-андезиновых порфиритов, 4 — горизонт авгит-лабрадоровых порфиритов); 5 — верхнеюрские рифовые массивные известняки; 6 — тонкослоистые известняки нижнего мела; 7 — песчаная свита среднего и верхнего эоцена; 8 — главные разломы; 9 — разломы; 10 — рудоносная зона со значительной минерализацией; 11 — рудоносная зона со слабой минерализацией; 12 — гидротермально измененная зона; 13 — элементы залегания; 14 — ось антиклинали, погружающаяся на восток; 15 — ось антиклинали, погружающаяся на восток; 16 — места замеров трещин и номера соответствующих диаграмм

ками альбитофиров и плагиоклазовых порфиритов. Мощность горизонта — около 900 м.

3. Горизонт плагиоклазовых и авгит-андезиновых порфиритов. В отличие от других частей Грузии, в описываемом районе этот горизонт широко распространен. Порфириты перемежаются с соответствующими пирокластическими породами и секутся многочисленными дайками альбитофиров. Общая мощность горизонта достигает 900—1000 м.

4. Горизонт авгит-лабрадоровых порфиритов. Играет подчиненную роль; в его составе преобладают туфогенные кластолиты, в которых встречаются маломощные пласты (10—15 м) авгит-лабрадоровых порфиритов. Мощность этого горизонта — 300 м.

Максимальной мощности (до 2500 м) порфиритовая свита достигает в южном крыле Цедисско-Ахсарджинской антиклинали.

На разные горизонты байосской вулканогенной свиты с угловым несогласием налегают массивные рифовые известняки, возраст которых датируется как лузитан-кимеридж (Лалиев, 1940; Бендукидзе, 1949). Верхнеюрские рифовые известняки слагают отдельные изолированные выходы в разных частях рудного поля. Изолированность участков развития массивных известняков и весьма изменчивая их мощность (от первых метров до 200—250 м) являются результатом воздействия следующих причин: 1) первоначальных условий накопления, 2) предмеловой и последующих денудаций и 3) предмелового и более молодых тектонических движений.

В описываемом районе на массивные известняки лузитан-кимериджа несогласно налегают богатые фауной средне- и тонкослоистые известняки и мергели, охватывающие все ярусы мела. Непосредственно на площади рудного поля обнажаются карбонатные отложения нижнего мела. Общая максимальная мощность меловых отложений в районе не превышает 180—200 м.

Наиболее молодыми образованиями рудного поля являются среднеэоценовые отложения, представленные кварцево-слюдистыми и глинистыми песчаниками, а также нуммулитовыми мергелями и известняками. Породы среднего эоцена несогласно налегают на более древние образования. Максимальная их мощность не превышает 60 м.

Жильные породы в районе не пользуются широким развитием и по составу изменяются от кислых до средних. Они представлены дайками кварцевых альбитофиров, реже — кварцевых порфиров и плагиоклазовых порфиритов, которые в районе рудного поля нигде не пересекают формации моложе порфиритовой серии байоса. Считают, что они связаны с магматической деятельностью, протекавшей в среднеюрское время (Заридзе, Татришвили, 1947; Дзоценидзе, 1948).

Складчатая структура Гагринско-Джавской геотектонической зоны формировалась на протяжении довольно длительного времени. В эпоху лейаса район подвергался интенсивному погружению и здесь накапливались мощные терригенные глинисто-песчаные осадки. В конце лейаса осадконакопление прекратилось на короткое время в результате весьма слабо проявленной в этом районе донецкой фазы складчатости. В течение байоса возникла подводная вулканическая деятельность. За это время накопились вулканогенные образования мощностью до 2,5 км. В предкелловейское время геосинклинальный режим был прерван широко проявленной на территории Грузии батской фазой складчатости, в результате которой произошли общее поднятие всей геосинклинальной области, регрессия моря регионального масштаба и образование новых, а также подновление старых складок. В эту эпоху зародилось и большинство дизъюнктивных нарушений, в том числе Флишевый надвиг (Гамкрелидзе, 1959), Квайсинские и другие разломы. В последующее время периоды осадконакопления неоднократно прерывались

фазами складкообразования; здесь проявлены фазы австрийская, ларамийская, триалетская (установленная П. Д. Гамкрелидзе между нижним и верхним эоценом), а также пиренейская, савская и штирийская. Они следовали друг за другом до конца миоцена включительно, когда сформировался современный облик складчатой структуры района.

Сложность тектонического строения Гагринско-Джавской зоны обусловлена не только многократно повторявшимися фазами складчатости, но и широким разнообразием физико-механических свойств слагающих ее формаций. Развитие в описываемой зоне пластичных пород лейаса, мела и среднего эоцена и относительно более хрупких пород байоса и верхней юры сыграло огромную роль в формировании тектонической структуры рудного поля.

Основной крупной структурной единицей рудного поля является так называемая Цедисско-Ахсарджинская антиклиналь близширотного простираения. Ядро ее сложено песчаниками и глинистыми сланцами верхнего лейаса, крылья — в основном вулканогенными образованиями байоса и частично верхнеюрскими массивными коралловыми известняками. Осевая поверхность антиклинали наклонена к югу. В западной части рудного поля северное крыло складки падает на север под углом 30° , а южное — на юг под углом $70-85^\circ$. В восточном направлении антиклиналь погружается, а ее ось несколько раз меняет направление от широтного к юго-восточному и обратно и уже за пределами рудного поля окончательно принимает юго-восточное направление.

Рудное поле Квайсинского свинцово-цинкового месторождения складывается из трех рудоносных участков: Нижней Квайсы — на западе, Верхней Квайсы — в центральной части и участка Надарбазеви — на востоке; оно вытянуто в широтном направлении и пространственно приурочено к северному крылу указанной антиклинали.

В Квайсинском районе исключительно широко распространены разрывные нарушения. Их пространственная ориентировка определяется следующими важнейшими факторами:

1. Общекавказской ориентировкой основных тектонических структур всего региона. Оси главнейших складок имеют близширотное простираение; в том же направлении прослеживается так называемый Главный Флишевый надвиг.

2. Пространственным положением отдельных свит и толщ, участвующих в строении Цедисско-Ахсарджинской антиклинали.

Тектонические нарушения на площади рудного поля по своей ориентировке разделяются на две группы: а) продольные, имеющие близширотное простираение, и б) поперечные, близкие к меридиональным.

Среди разрывных нарушений близширотного простираения наиболее крупными являются два продольных разлома, именуемых Северным и Южным Квайсинскими. Между этими нарушениями зажат «Квайсинский известняковый клин», сложенный в основном массивными известняками верхней юры, частично — карбонатными отложениями нижнего мела и вулканогенными образованиями байоса.

Южный Квайсинский разлом в восточной части рудного поля хорошо прослеживается вдоль южного контакта известнякового клина с породами вулканогенной толщи байоса. Нарушение представлено мощной зоной (10—15 м) дробленых, развальцованных, хлоритизированных и карбонатизированных пород порфиритовой серии с включениями линзообразных обломков верхнеюрских известняков. Местами в развальцованной зоне устанавливаются отдельные оруденелые участки, содержащие обломки рудного тела. В восточном направлении разлом быстро теряется в связи с переходом в однородные породы байоса, в западном же направлении он хорошо прослеживается в контакте лейаса с породами порфиритовой толщи байоса.

Северный Квайсинский разлом отчетливо выступает на участках Верхняя Квайса и Надарбазеви благодаря тому, что вдоль него контактируют разновозрастные породы, слагающие этот участок рудного поля. Западнее это нарушение фиксируется до поперечного разлома Засеткиау, за которым оно пока не прослежено. Зона дробления вдоль Северного разлома не превышает по мощности 5 м и также представлена хлоритизированными, карбонатизированными и развальцованными породами порфиритовой серии байоса.

Оба упомянутых разлома в восточной части рудного поля падают на север под углами $70-80^\circ$; западнее угол их падения становится еще круче, а на участке Нижняя Квайса Южный Квайсинский разлом меняет свое падение на южное под углами $60-85^\circ$.

Вдоль обоих нарушений происходили перемещения разной амплитуды. Так, северный блок вдоль Северного разлома приподнят по вертикали до 400 м, а по горизонтали смещен до 200 м, тогда как блок, находящийся южнее Южного разлома, приподнят с амплитудой смещения до 500 м по вертикали и до 700 м по горизонтали (данные М. Н. Джапаридзе и Г. И. Харашвили).

Участок, заключенный между отмеченными разломами, в результате сжимающих усилий также претерпевал поднятие и подвергался разрушению и дроблению, что наиболее сильно выражено в местах сближения нарушений.

Несмотря на то, что Квайсинский разлом был установлен еще в 1930 г. (Данилов и др., 1930), возраст его различными исследователями толковался по-разному. Одни считали его послезоценовым (Кахадзе, 1951), другие же — домеловым (Гамкрелидзе, 1950). Новейшие данные позволяют нам высказать мнение о доверхнеюрском возрасте Квайсинских разломов; этот вопрос будет подробно рассмотрен ниже.

Из поперечных разрывных нарушений наиболее крупным является сброс Засеткиау. В пределах рудного поля он проходит среди вулканогенной толщи байоса, а севернее пересекает породы верхней юры, мела и частично эоцена; в результате этого легко устанавливается его истинный характер. Вдоль разлома опущено восточное крыло, амплитуда перемещения в северной части разлома достигает нескольких сотен метров и постепенно уменьшается в южном направлении.

Для большинства разрывных нарушений, развитых в пределах рудного поля, характерно их омолаживание; при этом повторные движения имели значительно меньшие амплитуды, чем более древние движения. Подобные факты известны во многих местах района, но наиболее наглядна периодичность развития Северного Квайсинского взброса. Вертикальная амплитуда этого нарушения, подсчитанная по смещению меловых известняков, равна 50 м, тогда как по перемещению массивных известняков верхней юры она достигает 350—400 м (Гамкрелидзе, 1950). Этот факт бесспорно доказывает, что основным в развитии Квайсинского взброса является более ранний домеловой период.

На месторождении наблюдаются два структурных типа рудных тел — трещинные жилы и межпластовые залежи. Последние имеют весьма локальное распространение в восточной части рудного поля (участок Надарбазеви). Первый тип связан с трещинами близширотного простирания, имеющими изменчивое крутое падение к северу и югу; второй тип приурочен к трещинам, падающим на северо-восток $15-20^\circ$ под углом 40° .

Минеральный состав квайсинских свинцово-цинковых руд сравнительно прост. Главными рудными минералами являются сфалерит, галенит, пирит, марказит и мельниквит. Кроме того, изредка встречаются халькопирит, сульфосоли серебра и гутчинсонит (Данилов и др., 1930; Иваницкий, Твалчрелидзе, 1958; Воскресенская, Карпова, 1958).

Жильные минералы представлены кальцитом, в меньшей мере — халцедоном и кварцем.

Руды имеют, главным образом, массивную текстуру; реже встречаются брекчиевидные и прожилково-вкрапленные агрегаты.

До последнего времени все исследователи полагали, что оруденение пространственно приурочено к Квайсинским разломам. В то же время вопрос о возрасте месторождения вызывает оживленные дискуссии. Так, одни исследователи считают оруденение третичным (Иваницкий, Твалчрелидзе, 1958; Бенделиани, Мейтув — «Основные вопросы...», 1960), обосновывая это свежестью руды, ее колломорфной структурой, отсутствием следов метаморфизма и нарушения Квайсинским разломом нижнемеловых известняков. Другими же исследователями (Гамкрелидзе, 1950) была высказана мысль о до нижнемеловом возрасте квайсинского оруденения и его генетической связи с верхнеюрской магматической деятельностью. Такое представление обосновывается приуроченностью оруденения к породам порфиритовой свиты байоса и массивным известнякам верхней юры и отсутствием следов оруденения в карбонатных отложениях мела.

В дальнейшем, продолжая исследования в этом направлении, Г. И. Харашвили на основе структурно-литологического изучения Квайсинского месторождения высказал мнение о до верхнеюрском возрасте оруденения. Им было установлено, что оруденение связано не с крупными Квайсинскими нарушениями, а с более ранними трещинами другой системы. Это заставило автора данной статьи попытаться установить закономерности пространственного расположения рудных тел путем изучения трещинной тектоники Квайсинского рудного поля.

ТРЕЩИНАТОСТЬ ПОРОД КВАЙСИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

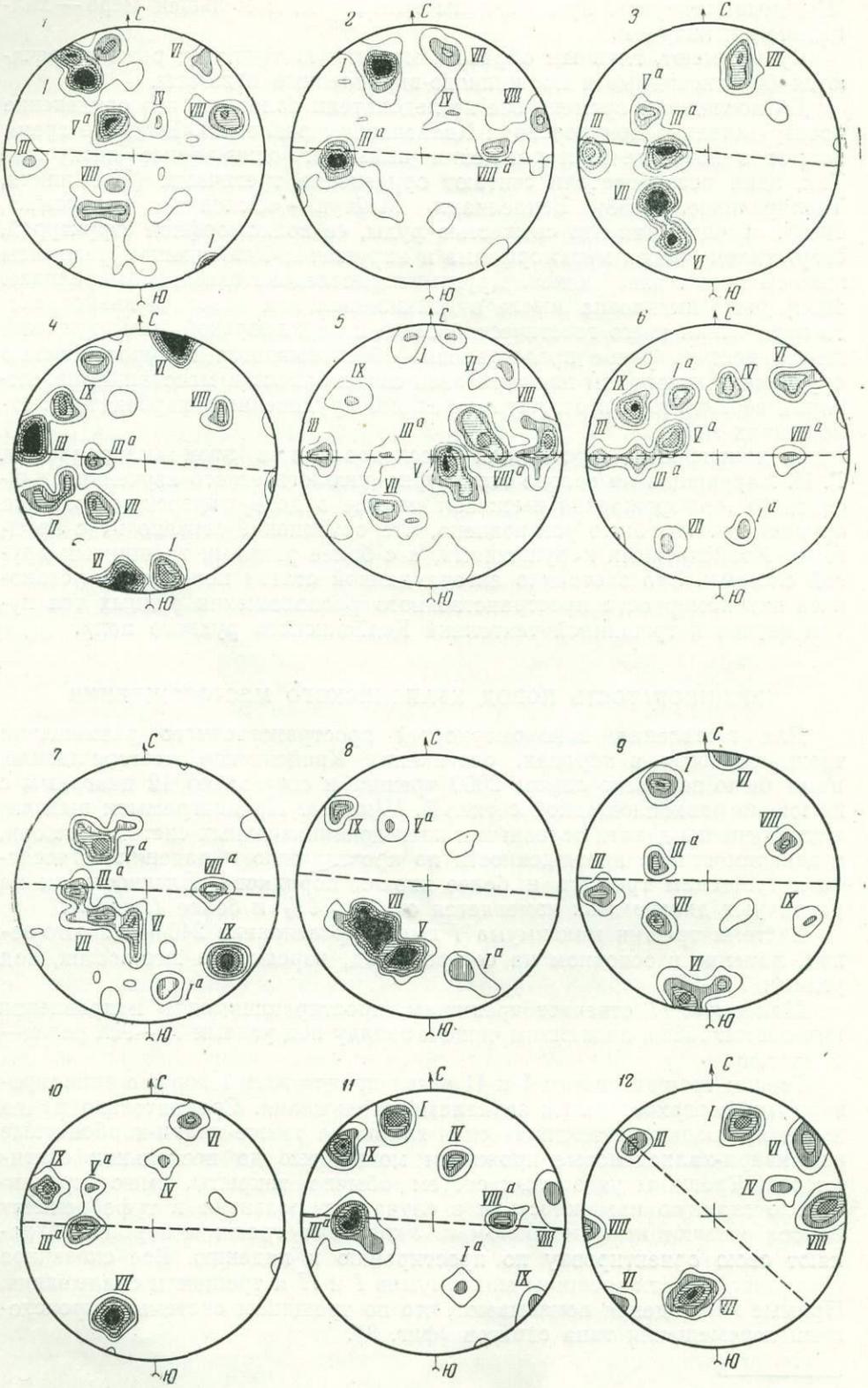
Для выявления закономерностей пространственного размещения трещиноватости в породах, слагающих Квайсинское месторождение, нами было замерено свыше 2000 трещин и составлено 12 диаграмм с помощью равноплощадной сетки В. Шмидта. На диаграммах выделяются трещины девяти основных и пяти дополнительных систем. Все они, в зависимости от протяженности по простиранию и падению, относятся к трещинам третьего и более низких порядков¹. Плотность их на различных диаграммах изменяется от 3 до 9% и более (фиг. 2).

Система трещин максимума I имеет простирание 240—262° юго-запад, падение в основном на северо-запад, изредка на юго-восток, под углами 70—90°.

Максимум II отвечает трещинам, простирающимся в направлении юго-восток 163° и падающим чаще к западу под углами 70—90°, реже — к востоку.

Стенки трещин систем I и II часто представлены хорошо отполированными поверхностями с зеркалами скольжения. Сравнительно редко в них наблюдаются тектоническая глина, а также кварц-карбонатные или кварц-халцедоновые прожилки мощностью до нескольких сантиметров. Трещины указанных систем обычно закрыты, имеют сравнительно гладкую поверхность и в случае их развития в туфобрекчиях байоса срезают крупные обломки. Указанные трещины хорошо сохраняют свою ориентировку по простиранию и падению. Все сказанное позволяет отнести трещины максимумов I и II к трещинам скалывания. Прямые наблюдения показывают, что по трещинам системы I происходили перемещения типа сдвигов (фиг. 3).

¹ Порядки трещин приводятся по Ф. И. Вольфсону (1954).



Простираение следующей группы трещин (максимум III) колеблется от юго-восточного 176° до юго-западного 194° , падение юго-западное или северо-западное, углы $70-90^\circ$. Сравнительно редко трещины этой системы падают на восток под крутыми углами.

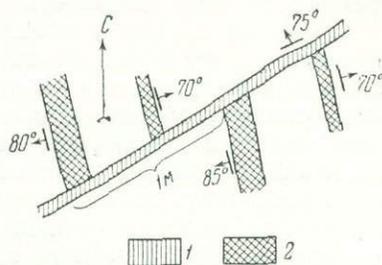
Трещины максимума III в некоторых случаях выполнены кварцевыми или кварц-кальцитовыми прожилками мощностью до 2 см, в большинстве же случаев они представлены тонкими швами, не заполненными минеральным веществом. Во всех случаях трещины максимума III обладают неровной, зернистой поверхностью, и вдоль них совершенно не наблюдаются перемещения. Морфологические особенности трещин указанной системы дают возможность отнести их к трещинам отрыва.

Максимум IV с плотностью до 5% отвечает трещинам северо-западного простираения $280-310^\circ$ с падением к северо-востоку под углом 40° . Эти трещины на определенных интервалах (в крыльях складки) совпадают со слоистостью пород, в плане ориентированы параллельно оси Цедисско-Ахсарджинской антиклинали, и вдоль них происходило движение пород висячего бока вверх. Трещины максимума IV обычно плотно сжаты, имеют гладкую поверхность, не минерализованы и относятся нами к трещинам скалывания.

Следующая система трещин (максимум V) наблюдается только в байосских порфиритах (диаграмма 5, см. фиг. 2). Трещины этой системы имеют простираение 22° северо-восток, падение на юго-восток под углом 11° . По морфологическим признакам указанные трещины относятся к трещинам отрыва.

Все указанные выше системы трещин по своему положению отвечают трехосной деформации, происходящей в природе при формировании складок. Для того, чтобы установить результат трехосной деформации, А. В. Пэк (1947) предлагает разделить ее на две плоские. Такое деление несколько условно потому, что обе деформации не обязательно будут разновременны. Могут создаться условия, когда они проявятся одновременно, т. е. будет возможность расширения вдоль оси складки, а также перпендикулярно к ней, вверх.

В результате первой из плоских деформаций возникли две системы трещин скалывания (максимумы I и II), в общем случае образующие



Фиг. 3. Тектонические подвижки сдвигового типа с характерным перемещением трещин юго-восточного простираения вдоль трещин юго-западного направления:

1 — кальцитовый прожилок; 2 — кварц-кальциево-халцедоновые жилки

Фиг. 2. Диаграммы ориентировки трещин, развитых в пределах Квайсинского рудного поля:

1 — туфобрекчия байоса, южнее Южного Квайсинского разлома, 250 замеров; 2 — массивные известняки верхней юры в северном контакте Южного Квайсинского разлома, 160 замеров; 3 — меловые слоистые известняки в южном контакте Северного Квайсинского разлома, 150 замеров; 4 — авгит-лабрадоровые порфириды байоса севернее Северного Квайсинского разлома, 120 замеров; 5 — байосские порфириды в южном контакте Южного Квайсинского разлома, 310 замеров; 6 — массивные известняки верхней юры в северном контакте Южного Квайсинского разлома, 150 замеров; 7 — верхнеюрские массивные известняки в северном контакте Северного Квайсинского разлома, 160 замеров; 8 — слоистые известняки мела севернее Северного Квайсинского разлома, 100 замеров; 9 — авгит-лабрадоровые порфириды байоса в северном контакте Северного Квайсинского разлома (штрек № 11, рассечки № 28), 200 замеров; 10 — меловые слоистые известняки южнее Северного Квайсинского разлома (штрек № 11), 200 замеров; 11 — верхнеюрские массивные известняки в северном контакте Южного Квайсинского разлома (штрек № 11, камера № 43), 150 замеров; 12 — авгит-андезиновые порфириды байоса южнее Южного Квайсинского разлома, 140 замеров. На всех диаграммах плотности $<1-3-5-7-9\%$. Пунктиром показано направление оси складки.

угол 45° с осью Цедисско-Ахсарджинской антиклинали и имеющие крутое падение (70°). Вдоль трещин системы I (см. фиг. 2), как видно из их описания, проявляются горизонтальные перемещения блоков пород, и они должны относиться к типу сдвиговых нарушений; по-видимому, к сдвигам должны быть отнесены и трещины системы II. Наряду с этим, в направлении, перпендикулярном к оси антиклинали, проявляются трещины отрыва (максимум III).

Практика изучения трещин, проявленных в складчатых областях, показывает, что обе отмеченные системы сдвиговых нарушений проявляются не всегда; чаще наблюдается лишь одна из них. В тех случаях, когда развиты обе системы сдвигов, они могут быть разновозрастными, возникшими в различные этапы деформаций. Именно такой случай имеет место в рассматриваемом нами примере. Везде, где была возможность наблюдать взаимоотношение трещин с максимумами I и II, отмечается перемещение северных отрезков трещин, простирающихся на юго-восток 163° , к западу вдоль трещин юго-западного направления (см. фиг. 3).

Трещины с максимумом II в районе Квайсинского месторождения развиты сравнительно слабо. Они встречены лишь в породах байоса (диаграмма 4, см. фиг. 2) и, по нашему представлению, должны быть связаны с батской орогенической фазой.

Трещины с максимумом I преобладают над трещинами системы II; развиты они в образованиях байосской вулканогенной толщи (см. фиг. 2) и в массивных известняках верхней юры. Наибольшее развитие они получили в конце кимериджа, по-видимому, в результате проявления довольно интенсивной для рассматриваемого района андийской орогенической фазы.

В связи со второй плоской деформацией проявились растягивающие напряжения в направлении, перпендикулярном оси складки, вверх, и образовались трещины максимумов IV и V. Как было сказано выше, максимум IV соответствует трещинам скальвания, которые на определенных интервалах совпадают со слоистостью. Они представляют собой надвиги, и вдоль них висячий бок перемещался вверх. Примерами таких надвигов являются изученные П. Д. Гамкрелидзе (1950) перемещения вдоль стратиграфических контактов между верхнеюрскими массивными известняками и порфиритовой свитой байоса, а также между массивными и тонкослоистыми известняками верхней юры и нижнего мела в пределах известнякового клина. Трещины максимума V, падающие на юго-восток под углом 11° , являются типичными трещинами отрыва, слабо наклоненными в сторону погружения оси Цедисско-Ахсарджинской антиклинали. Эти трещины относятся, по-видимому, к так называемым трещинам «высвобождения».

При изучении трещин надвигового типа, естественно, возникает вопрос об их возрастном соотношении со сдвигами. Наблюдения, проведенные в некоторых районах, показали, что надвиги оказываются более молодыми, чем сдвиги, и что они формируются в наиболее поздние этапы складчатости.

Таким образом, трёхосная деформация, условно разделенная на две плоские, иногда находит отражение в разновозрастном образовании сдвигов и надвигов. В процессе складчатости нередко, действительно, проявляется трёхосная деформация, но растягивающие усилия в направлении, перпендикулярном к оси складки вверх, вначале не выражаются трещинами. Однако количественное их накопление приводит в конечную стадию складчатости к проявлению надвигов (Вольфсон, 1954).

На более молодой возраст надвигов, по сравнению со сдвигами, в пределах Квайсинского месторождения косвенно указывает наличие

первых в меловых слоистых известняках, тогда как вторые не встречаются в породах моложе верхней юры.

Зарождение трещин надвигового характера нами условно относится к послевеерхнеюрскому периоду (андийская орогеническая фаза); возобновление движений вдоль них было связано с более молодыми орогеническими фазами (ларамийской или триалетской). Последним, по-видимому, и объясняется большая плотность трещин надвигового типа в массивных известняках верхней юры по сравнению с карбонатными отложениями нижнего мела.

Изучение трещиноватости, сопряженной со складчатостью, показало, что, кроме трещин, развитых во всей складке в целом, в породах, вмещающих Квайсинское месторождение, развиты также трещины, локально приуроченные к отдельным пластам (максимум VI).

Простираение трещин системы VI колеблется в сравнительно широком интервале — от 110 до 150° юго-восток, при падении к юго-западу под углами от 35 до 85—90°. В отдельных случаях трещины с максимумом VI падают на северо-восток под крутым углом (80—90°).

Трещины юго-восточного простираения (110—150°) обычно открыты и обладают неровной, шероховатой поверхностью. Крупные обломки пород (например, в туфобрекчиях байоса) не пересекаются, а окружаются ими. Поэтому обломки не удерживаются в породе, и на поверхности трещин остаются углубления в виде ямок и вдавленностей. На основе морфологических особенностей они относятся нами к отрывным трещинам. Эти трещины простираются параллельно оси Цедисско-Ахсарджинской антиклинали и наклонены в сторону ее осевой плоскости. Особенно интенсивно они проявлены на участке наибольшего изгиба шарнирной части складки. Изучение трещин максимума VI показало, что они развиты и в байосских вулканогенных образованиях, и в карбонатных породах верхней юры и мела.

Как видно из диаграмм (см. фиг. 2), описанные выше трещины, относящиеся к одной и той же системе (максимумы I, II, III, IV, V и VI), в различных пунктах имеют отличающиеся друг от друга элементы залегания.

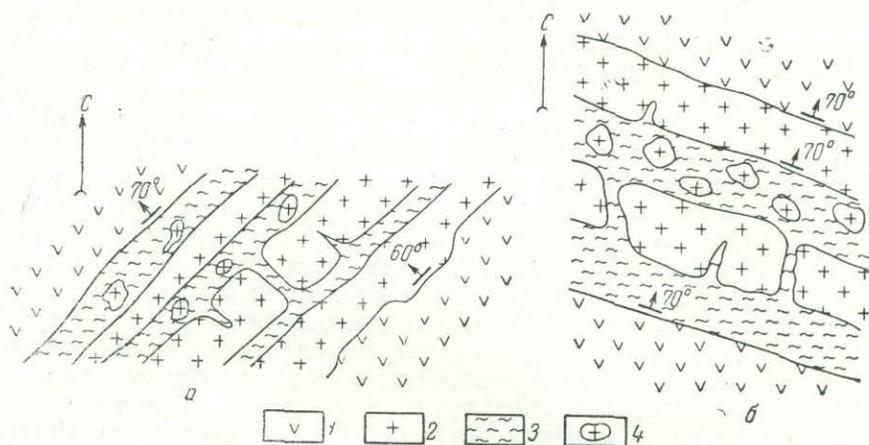
Анализ полученных данных показывает, что на площади Квайсинского месторождения общее направление трещин меняется одновременно с изменением направления оси складки, положение же их в отношении последней остается более или менее постоянным. Этот факт еще раз подтверждает сопряженность трещин со складчатостью.

Серьезного внимания заслуживают системы трещин с максимумами VII, VIII и IX.

Максимум VII отвечает трещинам юго-восточного простираения 108—122° с падением к югу и северу под средним углом 65—70°. Простираение их то же, что и главных Квайсинских разломов. Последние косо ориентированы к оси Цедисско-Ахсарджинской антиклинали и пересекают ее под острым углом. Таким образом, Северный и Южный Квайсинские разломы являются сколовыми трещинами, наложенными на складчатость. По своей протяженности, составляющей первые километры, они относятся к трещинам скалывания третьего порядка.

Максимум VIII на диаграммах трещиноватости соответствует трещинам, простирающимся на северо-запад 335—355° с падением к северо-востоку под углами 65—80°. Они косо примыкают к главным Квайсинским нарушениям и образуют с ними острый угол, открытый в сторону относительного движения блоков. Пространственное соотношение этих трещин с Квайсинскими нарушениями, а также морфологические особенности, установленные в поле, позволяют отнести их к сколовым трещинам, сопряженным с Квайсинскими разломами, также наложенными на складчатость.

Простираение группы трещин максимума IX — юго-западное от 214 до 221°, падение — северо-западное или, реже, юго-восточное под углами 65—90°. Трещины этой системы обычно зияющие, с неровной, сильно бугристой, шероховатой поверхностью. В редких случаях стенки трещин системы IX хлоритизированы; трещины заполнены кальцитовыми прожилками мощностью до 5 см, иногда наблюдаются натёки бурых окислов железа. Эти трещины ориентированы по направлению наибольшего напряжения и с главными Квайсинскими нарушениями образуют тупой угол, открытый в сторону относительного движения блоков. Морфологические особенности и ориентировка трещин макси-



Фиг. 4. Детали строения альбитофировых даек, внедрившихся в трещины разрыва (а) и скалывания (б), развитых в порфиритах. Обломки альбитофиров в гидротермально измененной зоне указывают на более молодой возраст последней:

1 — порфириты; 2 — альбитофировые дайки; 3 — гидротермально измененная зона; 4 — обломки альбитофиров

мума IX позволяет отнести их к трещинам отрыва, оперяющим главные Квайсинские нарушения.

Характерной особенностью трещин максимумов VIII и IX является длительное их развитие после заложения. Во многих случаях они смещают Квайсинские нарушения, хотя были заложены, по-видимому, как оперяющие трещины этих последних.

Таким образом, можно заключить, что все трещины, развитые на изученной площади, относятся к тектоническим и могут быть разделены на две группы — сопряженные со складчатостью и наложенные на складчатость: большая часть трещин, независимо от масштаба, образуется в процессе складчатости и сопряжена с ней.

Статистическое изучение показывает, что трещины обеих групп, как сопряженные со складчатостью, так и наложенные на нее, развиты в различных стратиграфических горизонтах (байос, верхняя юра, мел). Вместе с тем они не являются одновозрастными: трещины, развитые в более верхних стратиграфических горизонтах, наследуют системы трещин более древних горизонтов, подновляя и повторяя их. Многостадийность и повторяемость трещинообразования бесспорно доказываются различными амплитудами смещения блоков пород вдоль нарушений одной и той же системы (Северный Квайсинский взброс, Укиветский взброс и другие, относящиеся к различным системам трещин). Повторяемость направлений разновозрастных систем трещин хорошо видна также на примере развития трещин, вдоль которых отмечаются альбитофировые дайки и проявляется последующее гидротермальное

изменение пород. Не менее доказательно в отношении длительной жизни трещин наличие обломков дайковых пород, рассеченных трещинами, сопровождающимися гидротермальным изменением пород (фиг. 4).

Все сказанное бесспорно доказывает многостадийность трещинообразования района.

Помимо основных систем трещин, на диаграммах выделяются еще пять систем (Ia, IIa, IIIa, Va и VIIIa). Они имеют локальное значение и объединены нами в группу дополнительных систем. Все они сопряжены с трещинами основных систем и генетически относятся к трещинам скалывания или отрыва.

О ВОЗРАСТЕ КВАЙСИНСКИХ НАРУШЕНИЙ И ВОЗРАСТЕ ОРУДЕНЕНИЯ

Изучение пространственного расположения интрузивных пород, развитых в пределах рудного поля, позволило нам выявить ряд закономерностей.

Как видно из диаграммы ориентировки даек (фиг. 5), они пространственно приурочиваются к трещинам трех направлений: 1) юго-западного простирания с крутым падением на северо-запад или юго-восток, 2) северо-западного простирания с углом падения 90° и 3) почти широтного простирания с падением на юг под углом 80° .

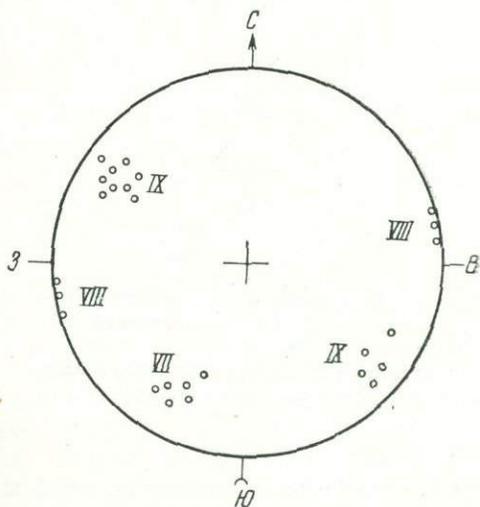
При сравнении указанных элементов залегания даек с залеганием трещин главных систем легко устанавливается, что по направлению дайки соответствуют трещинам систем I, II, VIII и IX, т. е. трещинам, наложенным на складчатость (Квайсинские и сопряженные с ними нарушения). Количественно наибольшее число даек интрузивных пород (альбитофиров) по направлению соответствует трещинам юго-западного простирания, т. е. трещинам отрыва, сопряженным с Квайсинскими разломами. По своей природе эти трещины были наиболее открытыми и, следовательно, наиболее благоприятными для проникновения магматического расплава.

Согласно предыдущим исследованиям образование даек альбитофиров связано со среднеюрской вулканической деятельностью (Заридзе, Татришвили, 1947; Дзоценидзе, 1948).

Приведенный выше фактический материал позволяет нам, в отличие от ранее высказанных соображений, предполагать, что наложенные на складчатость трещины, в том числе и Квайсинские разломы, зародились в доверхнеюрское время (батская орогеническая фаза).

Для решения вопроса о возрасте оруденения большое значение имеют выяснение возраста Квайсинских разломов, а также данные, полученные при проведении крупномасштабной геологической съемки рудного поля и изучения трещинной тектоники месторождения. Эти данные сводятся к следующему:

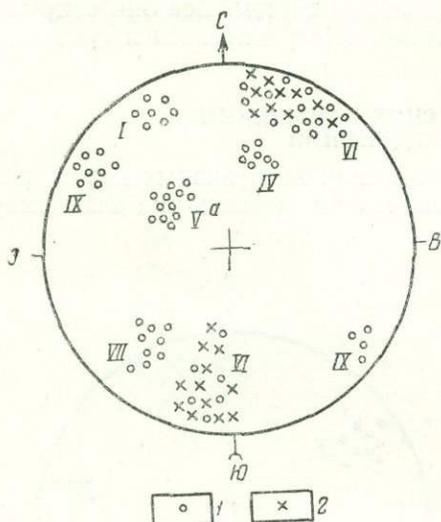
1. Свинцово-цинковое оруденение пространственно приурочено к главному проникающим трещинам отрыва, параллельным осевой плоскости



Фиг. 5. Диаграмма ориентировки дорудных альбитофировых даек Квайсинского рудного поля

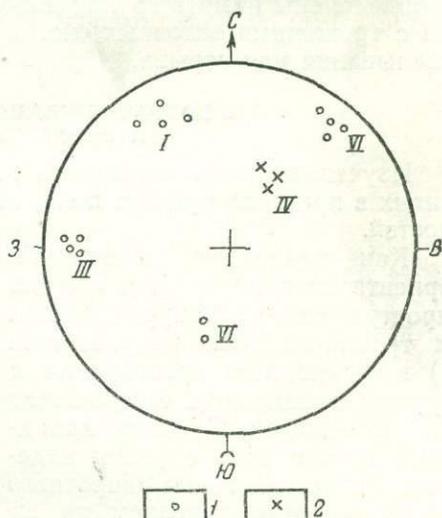
антиклинали и развитым только в байосских образованиях¹ (фиг. 6). Аналогичные трещины, распространенные в более молодых породах, развиты в пределах рудного поля, нигде не несут даже следов оруденения.

2. Гидротермальные изменения, сопровождающие трещины других систем, широко развиты лишь в отложениях байоса и почти полностью



Фиг. 6. Диаграмма ориентировки минерализованных трещин в байосских породах:

1 — кальцитовые и кварц-халцедоновые жилки (57 замеров); 2 — сульфидные жилки (22 замера)



Фиг. 7. Диаграмма ориентировки минерализованных трещин в известняках верхней юры и мела:

1 — кальцитовые жилки (14 замеров); 2 — сульфидные жилки (3 замера)

отсутствуют в известняках верхней юры и мела. Исключение составляет система IV трещин (надвиги). Вдоль некоторых из них на участке Надарбазеви обнаружены полосы оруденелых известняков (фиг. 7). Оруденение здесь не выдержано по простиранию и падению. Кальцитовые прожилки, развитые в известняках верхней юры и мела, по-видимому, образованы в результате низкотемпературных близповерхностных процессов.

3. Вдоль Квайсинских разломов гидротермально изменены лишь образования байоса. Изменения выражены в хлоритизации, карбонатизации, аргиллитизации и т. д. В то же время в известняках верхней юры и мела отмечается лишь дробление, вызванное повторными движениями вдоль разломов, но никаких гидротермальных изменений, характерных для карбонатных пород (доломитизация, окварцевание, баритизация и др.), не наблюдается.

4. Детальные исследования, проведенные Г. И. Харашвили, выявили большие различия в текстурах руд, развитых в байосских образованиях, в массивных известняках верхней юры и в тех же породах вдоль Квайсинских разломов.

¹ Аналогичные трещины широко развиты на Никитовском ртутном месторождении; крупные из них известны под названием «ведущих» (Захаров, Королев, 1940). Месторождения, связанные с трещинами отрыва, встречаются также в Хакасии (месторождение Карасук), в Забайкалье (Ононское месторождение) и других местах (Крейтер, 1956).

Руда, наблюдаемая в байосских образованиях, имеет следующие характерные особенности. Сфалерит в основном метаколлоидный, в меньшей степени колломорфный, концентрически зональный. Последнее подчеркивается наличием разноокрашенных оболочек (желтовато-серых, серых и серовато-бурых), чередующихся между собой. Часто в центре таких образований наблюдаются кристаллы галенита или обломки вмещающих пород.

Галенит обычно крупнокристаллический, колломорфные формы довольно редки. Колломорфный сфалерит часто проникает в кристаллы галенита по трещинкам спайности и корродирует его.

Пирит отмечен в подчиненном количестве; он встречается как примесь в рудах и образует вкрапленность в минерализованных породах.

Описанный характер оруденения изменяется с приближением рудного тела к Северному Квайсинскому разлому. Вначале среди руды появляются обломки колломорфного сфалерита с деформированными кристаллами галенита, залеченными кальцитом; в самой зоне нарушения обломки сфалерита цементируются и корродируются перекристаллизованным мелкокристаллическим галенитом. Аналогичная картина наблюдается и в рудах Южного разлома.

В некоторых образцах отмечаются полосы мелкозернистого галенита, как бы огибающие скопления обломков сфалерита и пирита, что создает впечатление структуры течения. Г. И. Харашвили объясняет это явление пластической деформацией галенита без разрыва сплошности. Что же касается более хрупких минералов (сфалерит, пирит и частично кварц), то они испытывают хрупкую деформацию — катаклиз.

Не возникает сомнения в том, что структурные особенности руд в Квайсинских нарушениях в значительной мере обусловлены послерудными движениями, проявившимися вдоль них.

Своеобразное оруденение наблюдается вдоль Южного Квайсинского разлома в массивных известняках верхней юры. Сфалерит здесь представлен мелкими шарообразными стяжениями, часто вокруг зерен кальцита. Он прозрачен и окрашен в несколько более светлые тона, чем обычный для месторождения желтовато-серый сфалерит. Мелкозернистый галенит как бы цементирует мелкие шарики сфалерита. Отмеченные рудные минералы пронизывают известняк по трещинам.

Принимая во внимание указанные факты, мы считаем возможным допустить доверхнеюрский возраст главной массы квайсинского свинцово-цинкового оруденения. Что же касается метасоматического оруденения, встреченного на участке Надарбазеви, в раздробленных известняках верхней юры, то его образование можно объяснить переотложением в результате метаморфизма, проявленного в связи с развитием Квайсинских разломов.

Отличать переотложенные руды от первичных, как известно, очень трудно, что относится и к рассматриваемому случаю. Но поскольку вообще способность к повторному растворению руд возрастает с уменьшением температуры, а оруденение участка Надарбазеви является, безусловно, низкотемпературным, — образование руд последнего в связи с переотложением представляется возможным.

Наиболее вероятное время формирования переотложенных руд в массивных известняках верхней юры — домеловой период. Это соображение подкрепляется, во-первых, тем, что наибольшая амплитуда смещения блоков вдоль Квайсинских разломов, а следовательно, и проявления наибольших тектонических усилий вдоль них связаны с андийской орогенической фазой; во-вторых, — тем, что в слоистых известняках нижнего мела совершенно отсутствуют какие-либо гидротермальные изменения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Детальное изучение особенностей макроструктуры, а также трещинной тектоники Квайсинского рудного поля позволяет нам сделать следующие основные выводы:

1. Квайсинское рудное поле подвергалось длительной и многократной деформации, обусловившей развитие сложной геологической структуры месторождения трещинного типа.

2. Изучение трещинной тектоники вмещающих пород показало, что плоскость деформации в дорудную, рудную и послерудную фазы сколько-нибудь заметно не меняла своего положения, и ось максимального сжатия была ориентирована в направлении СВ—ЮЗ.

3. Приуроченность к одним и тем же трещинам даек и более поздних гидротермальных образований, а также различные амплитуды смещения блоков пород вдоль одних и тех же нарушений бесспорно доказывают повторяемость направлений трещин различного возраста в пределах рудного поля. Послеминерализационные нарушения также повторяют направления более ранних трещин. Эта закономерность, очевидно, обуславливается весьма большой интенсивностью проявления батской фазы тектогенеза, предопределившей весь ход дальнейшей истории развития структуры рудного поля.

4. В результате изучения соотношения магматических тел с дизъюнктивными нарушениями устанавливается, что зарождение наложенных на складчатость трещин, в том числе и Квайсинских разломов, происходило в доверхнеюрское время (батская орогеническая фаза).

5. Среди развитых в пределах рудного поля двух структурных типов рудных тел — трещинных жил и межпластовых метасоматических залежей — основным являются первые. Трещинные жилы приурочены к разрывным трещинам, параллельным осевой поверхности складки, сопряженным со складчатостью (максимум VI), и развиты в образованиях байоса. Возраст главной массы оруденения — доверхнеюрский.

6. Послерудные деформации в пределах рудного поля протекали весьма интенсивно. С ними связано развитие наложенных на складчатость главных Квайсинских разломов и сопряженных с ними трещин.

7. Метасоматические межпластовые залежи, приуроченные к трещинам надвигового характера, развитым в верхнеюрских массивных известняках (система IV), и представленные невыдержанным оруденением, являются, по-видимому, переотложенными в результате процессов интенсивного метаморфизма, связанного с развитием Квайсинских нарушений. Наиболее вероятным временем формирования переотложенных руд в верхнеюрских известняках мы предполагаем домеловой период. Не исключено нахождение аналогичных переотложенных руд и в породах байоса.

8. Рудные тела, аналогичные описанным, возможно, встретятся вдоль сводовой части Цедисско-Ахсарджинской антиклинали.

ЛИТЕРАТУРА

- Бендукидзе Н. Верхнеюрские кораллы Рачи и Юго-Осетии.— Сборник трудов Ин-та геологии АН Груз.ССР, 1949, V (X).
- Вольфсон Ф. И. Некоторые вопросы трещинной тектоники. Всесоюз. заочн. политехн. ин-т, кафедра геол. и разведки месторожд. полезн. ископ., М., 1954.
- Воскресенская Н. Т., Карпова И. С. Таллий в рудных минералах Верхней Квайсы.— Геохимия, 1958, № 5.
- Гамкрелидзе П. Д. Новые данные о тектонике Квайсинского района (на груз. яз.).— Сообщения АН Груз.ССР, 1950, XI, № 2.
- Гамкрелидзе П. Д. Некоторые особенности расположения тектонических зон складчатой системы южного склона Большого Кавказа.— Сборник трудов Ин-та геологии АН Груз. ССР, посв. акад. А. И. Джанелидзе, Тбилиси, 1959.

- Данилов С. Л., Барышев Н. В., Абрамов Ф. И. Месторождение Верхняя Квайса.— Минеральное сырье, 1930, № 5.
- Джанелидзе А. И. О возрасте сорской свиты Рачинского лейаса.— Сообщения АН Груз.ССР, 1946, VII, № 5.
- Дзоценидзе Г. С. Материалы к петрографии порфировой серии (Верхняя Рача и Юго-Осетия) (на груз. яз.).— Бюллетень Геол. ин-та АН Груз.ССР, 1938, III, № 3.
- Дзоценидзе Г. С. Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии. Тбилиси, Изд-во АН Груз.ССР, 1948.
- Заридзе Г. М., Татришвили Н. Ф. Введение в магматическую геологию Грузии. Тбилиси, 1947.
- Захаров Е. Е., Королев Н. И. Структура рудного поля, минералогический анализ и генезис Никитовского ртутного месторождения в Донецком бассейне. М., Изд-во АН СССР, 1940.
- Иваницкий Т. В., Твалчредидзе Г. А. Свинец, цинк, серебро, кадмий. Природные ресурсы Груз.ССР, М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Кахадзе И. Р. Грузия в юрское время.— Труды Ин-та геологии АН Груз.ССР, сер. геол., 1947, III (VII).
- Кахадзе И. Р. Замечания по тектонике Квайсинского района (на груз. яз.).— Сообщения АН Груз.ССР, 1951, XII, № 2.
- Крейтер В. М. Структуры рудных полей и месторождений. М., Госгеолтехиздат, 1956.
- Лалиев А. Г. Геологические исследования в части Юго-Осетии и в Верхней Раче.— Труды ГПК Грузнефти, 1940, № 2.
- «Основные вопросы и методы изучения структур рудных полей и месторождений» (коллектив авторов). М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Пэк А. В. Некоторые вопросы трещинной тектоники в рудничной геологии.— Советская геология, 1947, № 20.
- Смирнов Г. М. Геологическое описание части Рачинского уезда Кутаисской губернии.— Материалы для геологии Кавказа, сер. III, кн. 7, Тифлис, 1909.

В. Д. БАРАНОВ

**СООТНОШЕНИЕ СКЛАДОК,
ДИЗЬЮНКТИВНЫХ НАРУШЕНИЙ И СЛАНЦЕВАТОСТИ
И ИХ РОЛЬ
В КОНТРОЛЕ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО ОРУДЕНЕНИЯ
ГРЕХОВСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ
(Рудный Алтай)**

Месторождения Греховского рудного поля представляют собой пример полиметаллических месторождений Рудного Алтая, расположенных в интенсивно динамометаморфизованных осадочно-эффузивных породах. В последнее время при анализе структуры месторождений подобного типа чрезмерно большое значение в локализации оруденения придается сланцеватости.

В настоящей статье на примере названного рудного поля показываются пространственное и генетическое соотношение сланцеватости с другими элементами структуры и определяющее значение в локализации рудных тел дизьюнктивных нарушений, находящихся в тесной генетической связи со складками высоких порядков и секущих сланцеватость зоны смятия.

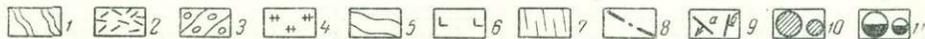
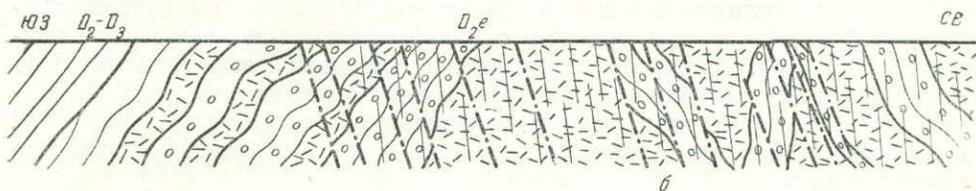
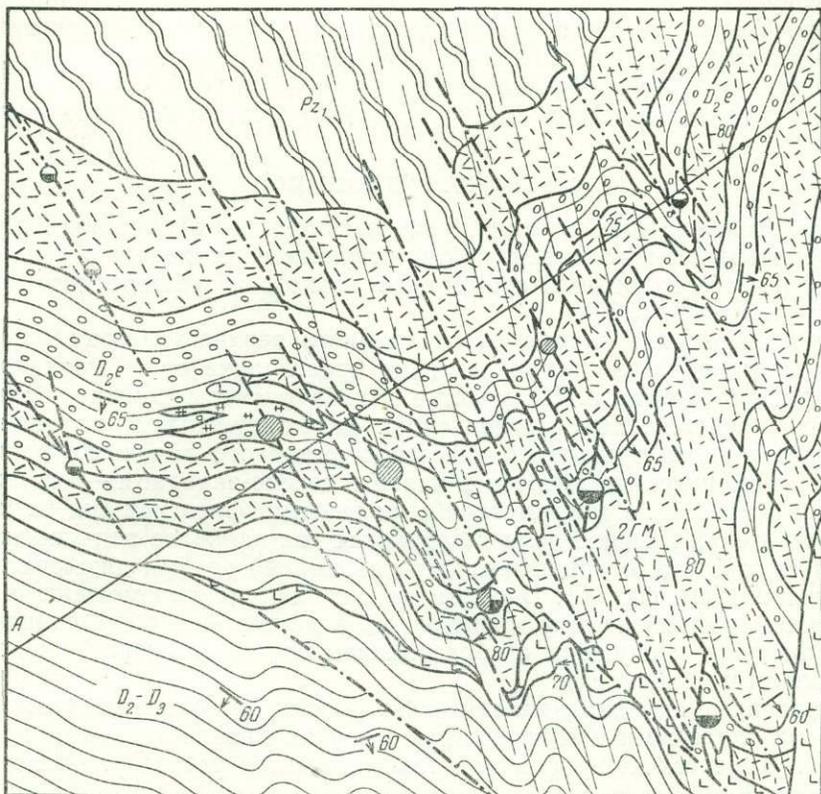
**ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О СТРАТИГРАФИИ
И ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОДАХ РУДНОГО ПОЛЯ**

Греховское рудное поле входит в Зыряновский рудный район, расположенный в юго-восточной части полиметаллического пояса Рудного Алтая. Породы, принимающие участие в строении рудного поля, можно грубо подразделить на три толщи (фиг. 1).

Нижняя толща интенсивно метаморфизованных кварц-хлоритовых, кварц-серицит-хлоритовых сланцев, образованных за счет песчано-алевролитовых пород, отнесена к нижнему палеозою. Мощность ее — более 1,5 км.

Средняя толща, относимая к эйфельскому ярусу среднего девона, залегает с резким угловым несогласием на нижней и сложена в основном вулканогенными породами кислого состава; среди них выделяются несколько горизонтов, представленных часто переслаивающимися кремнистыми и известковистыми алевролитами, туфами и туффитами кислого состава. Общая мощность средней толщи составляет 1,5—1,8 км.

В значительной мере условно вся средняя толща расчленяется на три свиты (снизу вверх) — березовскую, таловскую и маслянскую, разделенные двумя выдержанными горизонтами часто переслаивающихся осадочных и вулканогенных пород. Менее выдержанный по простиранию горизонт такого состава выделяется и внутри таловской свиты. Мощности этих горизонтов изменяются от 100 до 300 м. Мощности от-



Фиг. 1. Схематическая геологическая карта Греховского рудного поля (а) и разрез к ней (б):

1 — метаморфические сланцы нижнего палеозоя (нижняя толща); 2 — вулканогенные породы кислого состава; 3 — горизонты часто переслаивающихся алевролитов, туфов и туффитов; 4 — кварцевые альбитофиры субвулканической фации среднедевонского возраста; 5 — алевролиты (в верхней толще, с прослоями песчаников); 6 — габбро-диориты верхнепалеозойского возраста; 7 — сланцеватость; 8 — дизъюнктивные нарушения; 9 — элементы залегания (а — слонности, б — сланцеватости); 10 — медные месторождения и пункты рудопроявления; 11 — полиметаллические месторождения и рудопроявления; 2 Г. М.—2-е Греховское месторождение

дельных прослоев внутри них колеблются от нескольких сантиметров до десятков метров. Верхняя толща, сложенная алевролитами и аргиллитами с прослоями песчаников, имеет в районе общую мощность около 300 м. На рудном поле она представлена так называемой хамирской свитой (мощностью более 1000 м), залегающей с небольшим угловым несогласием на средней толще.

Интрузивные породы в пределах рудного поля имеют незначительное распространение. Среди них выделяются кварцевые альбитофиры субвулканической фации среднего девона, габбро-диориты, диориты и плагиогранит-порфиры верхнекаменноугольного возраста, а также и пермские или послепермские диоритовые порфиры.

Субвулканические интрузии обычно представлены пластообразными телами. Такую же форму имеют габбро-диориты, которые тяготеют к контакту средней и верхней толщ. Кроме того, в пределах рудного поля известны дайки габбро-диоритов.

Плагногранит-порфиры и диоритовые порфиры представлены дайками.

СТРУКТУРА РУДНОГО ПОЛЯ

Греховское рудное поле приурочено к южному окончанию глыбовой Ревньюшинской антиклинали, соответствующему сочленению зон разломов глубокого заложения субмеридионального и субширотного простирания (Баранов, 1960).

Крутопадающие пласты пород среднего верхнего девона образуют здесь в плане резкий изгиб, изменяя простирание от субмеридионального до субширотного. На участке изгиба развиты мелкие блоковые складки, осложненные продольными дизъюнктивными нарушениями северо-западного простирания и северо-восточного падения с разносторонними смещениями пластов в плане в северо-западном — юго-восточном направлении, в соответствии с их резкими флексурными изгибами.

В пределах рудного поля выделяются два наиболее подвижных тектонических блока, ограниченных протяженными зонами дизъюнктивных нарушений (см. фиг. 1). В одном из них породы перемещены в юго-восточном направлении и приподняты, в другом — породы сдвинуты к северо-западу и опущены с образованием соответственно блоковой антиклинали и синклинали.

Описанные складки дополнительно осложнены более мелкими флексурными складками и сопровождающими их дизъюнктивными нарушениями. В местах перегибов пластов отмечается резкое уменьшение их мощностей.

Блоковые складки и основная масса осложняющих их дизъюнктивных нарушений развиты только в средней осадочно-вулканогенной толще (см. фиг. 1). В песчано-сланцевых отложениях верхней толщи (хамирской свиты) складки образовались в результате пластической деформации преобладающих в разрезе алевролитов с прослоями песчаников, но отражают блоковые складки, развитые в подстилающей их вулканогенной толще.

В процессе герцинской складчатости сланцы нижней толщи, смятые в каледонское время в линейную антиклиналь, вытянутую в северо-западном направлении, испытали деформацию течения по сланцеватости, усложнившую древнюю структуру сланцев развитием интенсивной плейчатости.

Таким образом, блоковые складки и осложняющие их дизъюнктивные нарушения, развитые только в средней толще, в совокупности с пластической деформацией в смежных толщах песчано-сланцевых отложений создают своеобразную структуру будинажа.

Породы, слагающие участок рудного поля, подвержены динамометаморфизму и рассланцеванию, интенсивность которого повышается в восточном направлении с приближением к региональному разлому, простирающемуся за пределами рудного поля по азимуту 350° и имеющему крутое восточное падение под углами $75-80^\circ$. Приблизительно такое же направление имеет сланцеватость в пределах рудного поля (азимут простирания $340-350^\circ$ и падение на северо-восток под углами $75-80^\circ$).

Интенсивность рассланцевания зависит от литологического состава пород и условий их залегания. Наиболее интенсивному рассланцеванию подвержены пачки часто переслаивающихся вулканогенных и осадочных пород в зонах дизъюнктивных нарушений. В меньшей степени рассланцованы песчаники, кварцевые альбитофиры и порфиры. Из интрузив-

ных пород только дайки диорит-порфиритов пермского или послепермского возраста не затронуты расланцеванием.

Как видно на фиг. 1, ориентировка сланцеватости основного направления не зависит от элементов залегания пород в складчатой структуре рудного поля. Детальное изучение ориентировки слоистости и контактов пород показывает, что зоны интенсивного расланцевания существенно не меняют общего залегания пород и форму складок. Малоамплитудные дифференциальные перемещения пород, их «течение» по сланцеватости только затушевывают характер их залегания, и иногда в таких случаях сланцеватость принимают за слоистость (фиг. 2).

Дизъюнктивные нарушения и трещиноватость находятся в определенном пространственном соотношении со сланцеватостью. Диаграмма трещиноватости, представленная на фиг. 3, а, типична для восточной половины рудного поля и отражает общую закономерность сочетания трещин и сланцеватости в районе.

Основная масса тектонических трещин укладывается в следующие системы, которым на диаграмме соответствуют наиболее отчетливые максимумы:

а) трещины скалывания с азимутом простирания $315-320^\circ$ и углами падения $50-65^\circ$ к северо-востоку (максимум 1);

б) трещины скалывания, имеющие азимут простирания $0-5^\circ$ и углы падения около 70° к востоку (максимум 2);

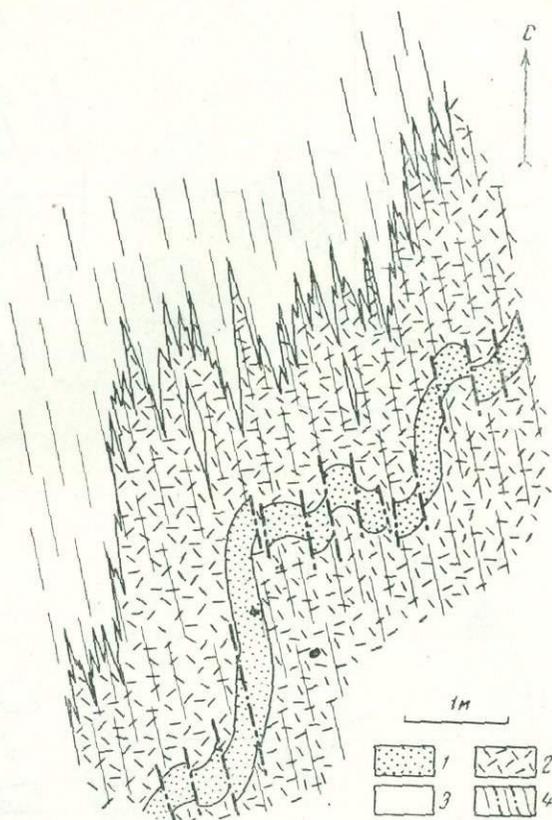
в) трещины скалывания, имеющие такое же простирание, как и сланцеватость ($340-345^\circ$), и падение в разные стороны под углами $65-70^\circ$ (максимумы 3 и 4);

г) пологие трещины скалывания с залеганием; азимут простирания $10-20^\circ$, угол падения $10-15^\circ$ к юго-востоку (максимум 5);

д) крутопадающие на юго-восток трещины отрыва, поперечные к сланцеватости (максимум 6).

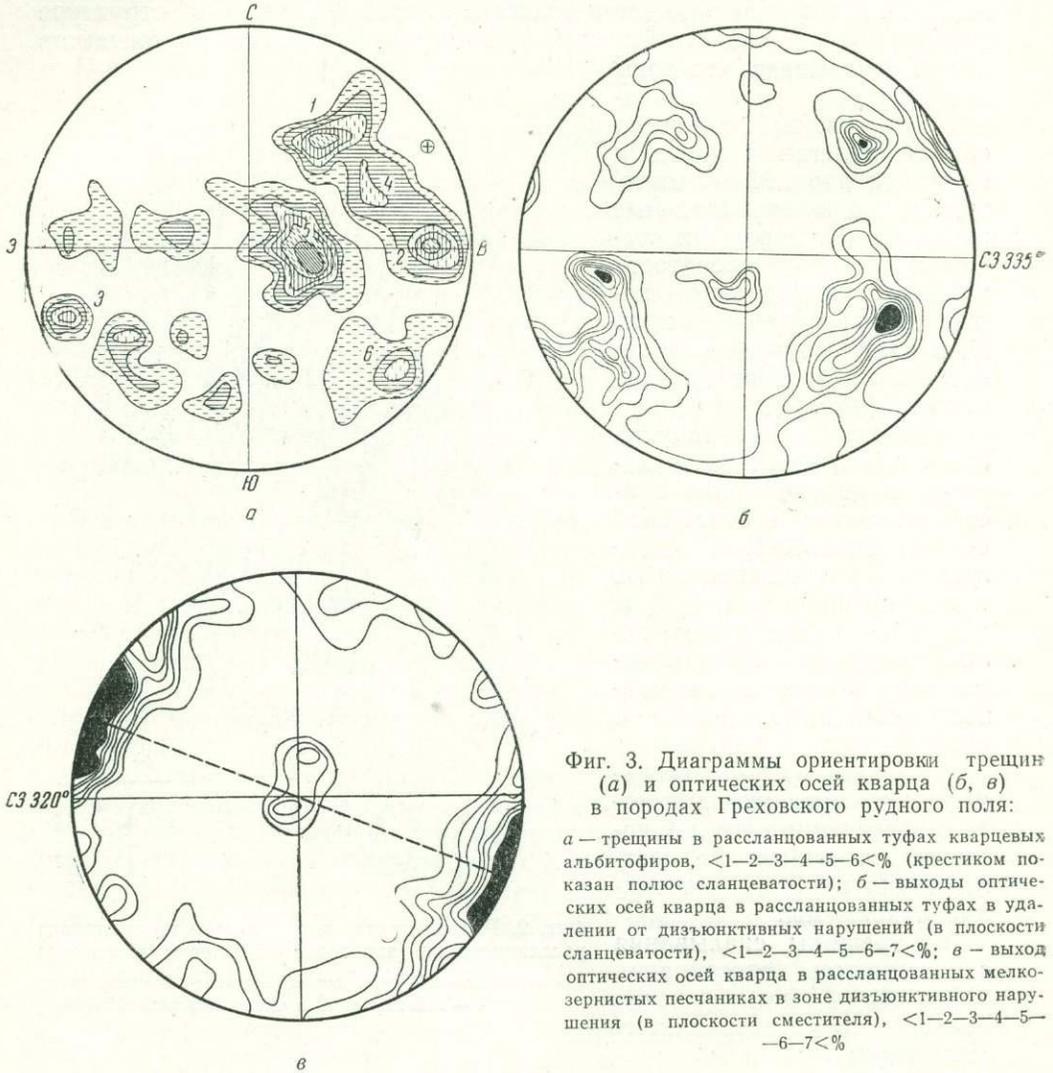
Как видно на диаграмме (см. фиг. 3, а), сланцеватость в своем залегании занимает в плане положение биссектрисы острого угла между трещинами скалывания систем 1 и 2, имеющими главное значение в структуре района. У этих тектонических трещин всюду более пологие углы падения, чем у сланцеватости.

Трещины системы 1 соответствуют главным дизъюнктивным нарушениям рудного поля. Трещины скалывания системы 2 часто являются оперяющими по отношению к трещинам системы 1.



Фиг. 2. Разлинование пород в зоне интенсивного расланцевания (зарисовка обнажения в плане): 1 — песчаники; 2 — туфы кислого состава; 3 — алевролиты; 4 — сланцеватость и трещиноватость

Как видно на фиг. 1, дизъюнктивные нарушения северо-западного простирания по своей ориентировке точно соответствуют складчатым изгибам и являются развитием последних. Внутри толщи осадочно-



Фиг. 3. Диаграммы ориентировки трещин (а) и оптических осей кварца (б, в) в породах Греховского рудного поля:

а — трещины в рассланцованных туфах кварцевых альбитофиров, <1—2—3—4—5—6<% (крестиком показан полюс сланцеватости); б — выходы оптических осей кварца в рассланцованных туфах в удалении от дизъюнктивных нарушений (в плоскости сланцеватости), <1—2—3—4—5—6—7<%; в — выход оптических осей кварца в рассланцованных мелкозернистых песчаниках в зоне дизъюнктивного нарушения (в плоскости сместителя), <1—2—3—4—5—6—7<%

вулканогенных отложений они проявляются по-разному, в зависимости от строения того или иного горизонта. Устанавливается закономерность: чем чаще переслаиваются вулканогенные и осадочные породы, характеризующиеся различными физико-механическими свойствами, тем более мелкая и более интенсивная трещиноватость развивается в этих горизонтах.

В результате горизонты часто переслаивающихся пород тектонически наиболее нарушены — трещиноваты и рассланцованы по сравнению с горизонтами, сложенными одними туфами или одними алевролитами. В этом и заключается одна из главных причин того, что горизонты часто переслаивающихся туфов и алевролитов являются рудовмещающими.

Судя по смещениям контактов пород, дизъюнктивные нарушения северо-западного простирания представляют собой взбросо-сдвиги или сбросо-сдвиги с вертикальной и горизонтальной амплитудой от не-

скольких сантиметров до нескольких сотен метров. Вблизи дизъюнктивных нарушений, в соответствии с указанными направлениями перемещений по ним, сланцеватость испытывает поворот или пloyчатость, что свидетельствует об имевших место подвижках вдоль них после рассланцевания пород.

Микроструктурный анализ показывает четкую ориентировку оптических осей кварца с образованием S-тектонитов в рассматриваемых породах только вблизи этих дизъюнктивных нарушений (см. фиг. 3, в). Диаграмма ориентировки оптических осей кварца в интенсивно рассланцованных туфах, удаленных от дизъюнктивных нарушений, имеет четыре четко выраженных симметрично расположенных максимума (см. фиг. 3, б).

Образованный в кварцевых песчаниках вблизи дизъюнктивного нарушения S-тектонит свидетельствует о сдвиговом перемещении по нему со взбросовой составляющей, что подтверждает наблюдения смещений контактов.

Показанный на фиг. 3, а максимум 5 соответствует пологим трещинам скальвания, вдоль которых отмечаются незначительные перемещения пород с амплитудой в несколько сантиметров.

Трещины отрыва северо-восточного простирания вмещают дайки габбро-диоритов, которые подвержены интенсивному рассланцеванию, дроблению и смещению в зонах дизъюнктивных нарушений. Редкие дайки диоритовых порфиритов часто приурочены к трещинам скальвания северо-западного простирания и обычно не подвержены рассланцеванию, но затрагиваются локальным дроблением.

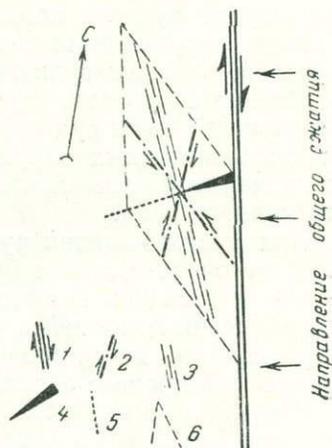
Все описанные системы трещин являются дорудными и в той или иной мере влияют на распределение и форму рудных тел.

Система трещин скальвания северо-западного и субмеридионального простирания, трещины отрыва и сланцеватость сопровождают крупный региональный разлом и укладываются в одну общую схему, характерную для сдвига с одновременным сжатием (Гзовский, 1960; фиг. 4).

Сланцеватость в этой схеме занимает положение, перпендикулярное наибольшему нормальному напряжению σ_3 , и соответствует сланцеватости сплющивания (Пэк, 1940). В то же время трещины скальвания северо-западного простирания образуют зоны дизъюнктивных нарушений, находящиеся в тесной генетической связи с блоковыми складками, осложняющими структуру рудного поля.

Исходя из всего изложенного, можно считать, что в пределах рудного поля блоковые складки, осложняющие их дизъюнктивные нарушения и сланцеватость, генетически связаны с перемещениями типа косых сдвигов (при значительной взбросовой составляющей) по крупному глубинному разлому, ограничивающему Зыряновский рудный район с востока.

Указанные тектонические движения и связанные с ними деформации относятся к заключительному этапу герцинской складчатости; она усложнила крупные глыбовые складки, которые образовались в резуль-



Фиг. 4. Схема расположения трещин в сланцеватости, оперяющихся крупный региональный разлом:

- 1 — шов главного разлома; 2 — трещины скальвания; 3 — сланцеватость; 4 — трещины отрыва; 5 — ось главного нормального напряжения (σ_3); 6 — условные границы рассматриваемого участка

тате вертикальных глыбовых перемещений в древнем фундаменте, возникших в среднем девоне, синхронно с процессом осадконакопления, и закончившихся развитием в верхнем палеозое.

РОЛЬ СТРУКТУРЫ РУДНОГО ПОЛЯ В РАЗМЕЩЕНИИ ОРУДЕНЕНИЯ

Медно-колчеданные и колчеданно-полиметаллические месторождения Греховского рудного поля приурочены к узлам пересечения дизъюнктивными нарушениями северо-западного простирания горизонтов часто переслаивающихся вулканогенных и осадочных пород.

Медное оруденение тяготеет к тектонически наиболее нарушенной центральной части рудного поля и приурочено к северо-западным флангам дизъюнктивных нарушений, осложняющих центральную блоковую антиклиналь. Полиметаллическое оруденение располагается по периферии рудного поля.

Для месторождений рудного поля характерно последовательное отложение пирит-халькопиритовой, затем полиметаллической парагенетической ассоциации. Процесс рудообразования сопровождается хлоритизацией, серицитизацией и окварцеванием вмещающих пород, несколько опережавшими во времени отложение сульфидов. Заканчивается гидротермальный процесс образованием кварц-карбонатной ассоциации.

Структурный контроль рудных тел и их морфология детально изучены нами на 2-м Греховском месторождении, приуроченном к зоне дизъюнктивных нарушений, которая представляет собой серию сближенных трещин скальвания, осложняющих центральную блоковую антиклиналь. Рудные тела располагаются в пределах горизонта часто переслаивающихся алевролитов, туфов и туффитов кислого состава, имеющего общее северо-восточное простирание и крутое падение на юго-восток. Этот горизонт подстилается и покрывается мощными горизонтами туфов кислого состава (фиг. 5).

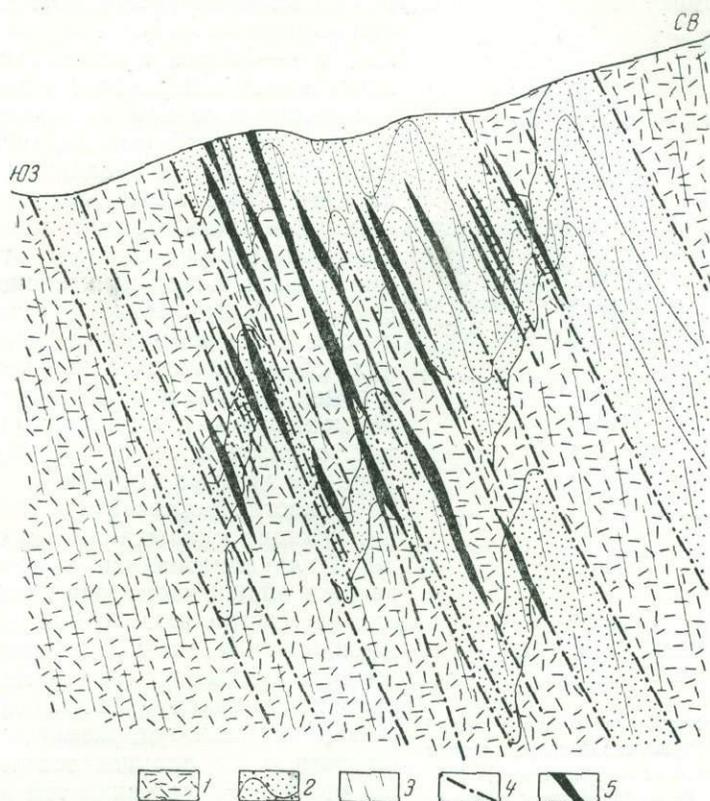
Перечисленные породы в пределах месторождения образуют Z-образный флексурный перегиб, в плане ограниченный двумя зонами дизъюнктивных нарушений северо-западного простирания ($315-320^\circ$) и северо-восточного падения под углами $60-65^\circ$, выполненных безрудными кварцевыми жилами (фиг. 6).

Для внутренней структуры рудовмещающего горизонта характерны мелкая складчатость и интенсивное развитие трещин скальвания двух направлений — субмеридионального и субширотного. В центральной части месторождения (см. фиг. 6) прослеживается наиболее выдержанная зона трещин субмеридионального простирания и крутого восточного падения (70°), которая оперяется трещинами северо-западного простирания и северо-восточного падения (65°). Часто трещины этих двух направлений образуют взаимные пересечения.

Породы подвержены интенсивному рассланцеванию. Сланцеватость имеет общее простирание $340-345^\circ$ и крутое северо-восточное падение (под углами $75-85^\circ$) и, следовательно, занимает в плане положение биссектрисы острого угла, образованного двумя трещинами скальвания. Вдоль трещин скальвания, секущих сланцеватость по падению и простиранию, обнаруживаются взбросо-сдвиговые и сбросо-сдвиговые перемещения пород с подворотом сланцеватости в соответствующем направлении. Иногда зоны скальвания представлены очень мелкими и частыми трещинами, образующими секущую сланцеватость.

Крутопадающие, поперечные к сланцеватости, трещины отрыва на месторождении развиты слабо. К одной из них приурочена дайка габбро-диоритов, интенсивно рассланцованная и смещенная трещиной скальвания субмеридионального простирания.

Пологопадающие трещины на месторождении представлены двумя типами. Одни из них имеют сильно извилистую форму, образовавшуюся в результате искажения первичного залегания трещины дифференциальными движениями по сланцеватости, а другие — прямолинейные, смещающие сланцеватость. Забегая вперед, отметим, что первые являются дорудными, а вторые — обычно послерудными.



Фиг. 5. Схематический геологический разрез через 2-е Греховское месторождение:

1 — туфы кислого состава; 2 — пачки переслаивающихся алевролитов, туфов и туффитов кислого состава; 3 — сланцеватость; 4 — дизъюнктивные нарушения; 5 — рудные тела

Даже при сравнении двух горизонтов, отстоящих друг от друга на 60 м, устанавливается увеличение интенсивности трещин скалывания и амплитуд перемещения по ним в пределах одних и тех же пород с глубиной. Вся сплошная сеть трещин выполнена кварцевыми и кварц-сульфидными жилами, сопровождающимися маломощными, часто «пленочными», прожилками и вкрапленностью сульфидов по сланцеватости.

Рудные тела месторождения подразделяются на следующие морфологические типы: жилы, жильные зоны, трубообразные залежи. Эти типы рудных тел имеют взаимные переходы.

Для всех рудных тел характерно отсутствие определяющей роли сланцеватости в их залегании. Жилы часто выполняют серию кулисно расположенных трещин скалывания в сочетании со сланцеватостью и поэтому имеют извилистую форму в плане. Обычно они сопровождаются апофизами, следующими по оперяющим трещинам скалывания или отрыва. Первые, как правило, протяженные, а вторые очень короткие и редкие.

Рудные тела жильной формы в некоторых случаях представляют собой серию прожилков и вкрапленников сульфидов, приуроченных к сланцеватости и следующих вдоль секущей рудоконтролирующей трещины скалывания, выполненной обычно кварцем с вкрапленниками сульфидов.

Прожилково-вкрапленные и вкрапленные руды, контуры распространения которых определяются опробованием, распространяются в лежащий и висячий бока жилы на расстояние, в 5—10 раз превышающее мощность жилы, и переходят в рассеянную минерализацию при постепенном прерывисто-непрерывном падении содержания металлов с удалением от жилы на еще более значительные расстояния. Мощность ореола прожилково-вкрапленных руд зависит от состава вмещающих пород и интенсивности их расланцевания. Наибольшую величину она имеет в монохлоритовых породах, образовавшихся по алевролитам в зонах дизъюнктивных нарушений, и наименьшую — в серицитовых кварцитах, образованных по вулканогенным породам кислого состава.



Фиг. 6. Схематический погоризонтный план 2-го Греховского месторождения: 1 — туфы кварцевых альбитофиров; 2 — горизонт часто переслаивающихся туфов и алевролитов; 3 — дорудные дизъюнктивные нарушения; 4 — сланцеватость; 5 — рудные тела; 6 — послерудные дизъюнктивные нарушения; 7 — залегание сланцеватости, дизъюнктивных нарушений и рудных тел; 8 — залегание слоистости

В местах пересечения или сочленения трещин скалывания двух направлений локализовались трубообразные залежи общей изометрической формы; они представляют собой сложные штокверковые зоны или сетку сближенных рудных жил и прожилков, сопровождающихся ореолом прожилково-вкрапленных руд, развитых преимущественно по сланцеватости. Очевидно, что залегание таких тел определяется положением линии пересечения плоскостей трещин скалывания двух направлений. Такое же склонение имеют рудные столбы в пределах жильных зон, образованные в участках сочленения дизъюнктивных нарушений двух направлений (фиг. 7).

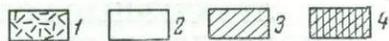
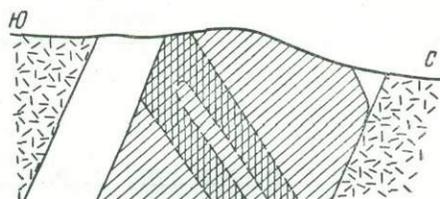
Форма и внутреннее строение рудных тел месторождения меняется с глубиной. Для верхних горизонтов характерны расплывчатые контуры рудных тел, которые, являясь в общем секущими по отношению к сланцеватости, часто не имеют видимых секущих элементов. На более глубоких горизонтах эти рудные тела переходят в четко выраженные секущие кварц-сульфидные жилы. В соответствии с этим с глубиной меняется и вещественный состав руд: полиметаллические руды последовательно сменяются на глубину медно-цинковыми и существенно медными.

При выклинивании рудные тела обычно переходят в пустые кварцевые жилы. Обогащенные участки рудных тел с развитием наиболее мощных массивных руд возникли в пределах рудных столбов, образованных на сочленении и пересечении сопряженных трещин скалывания двух направлений, на пересечении жилами интенсивно хлоритизированных пластов алевролитов, а также в местах благоприятных изгибов жил по простиранию.

Таким образом, залегание рудных тел месторождения определяется положением сопряженных систем трещин скалывания субмеридионального и субширотного простирания, секущих сланцеватость.

Форма рудных тел зависит от характера проявления дизъюнктивных нарушений (интенсивности развития трещин скалывания, взаимного их расположения).

Направление общего южного склонения всей рудной зоны месторождения и отдельных рудных тел определяется залеганием рудовмещающего горизонта (см. фиг. 6). Отдельные рудные тела или их части склоняются в зависимости от залегания ограничивающих их трещин. Так, на верхних горизонтах месторождения главное рудное тело субмеридионального простирания имеет на северном фланге северное склонение, поскольку оно ограничивается здесь трещиной северо-восточного падения.



Фиг. 7. Продольно-вертикальная проекция главного рудного тела:
1 — туфы кварцевых альбитофиров; 2 — горизонт частого переслаивания алевролитов, туфов и туффитов; 3 — контуры рудного тела в этом горизонте; 4 — контуры рудных столбов

Послерудные деформации на месторождении проявлены слабо. Несколько мелких послерудных сбросов, имеющих северо-восточное простирание и падающих на северо-запад под углами 45—50°, смещают рудные тела на несколько сантиметров и форму рудных тел практически не изменяют.

ВЫВОДЫ

На основании детального структурного картирования на Греховском рудном поле устанавливается следующее:

1. Блоковая складчатость, проявленная в районе месторождения, связана с явлением будинажа в толще эффузивных пород, заключенных между двумя сланцевыми толщами. Следовательно, механизм образования этой складчатости иной по сравнению с региональной глыбовой складчатостью, хотя с последней она связана как явление второго порядка.

2. Мелкие блоковые складки, дизъюнктивные нарушения и сланцеватость генетически взаимосвязаны и образовались в заключительные этапы герцинской складчатости в результате взбросо-сдвиговых перемещений по региональному разлому глубокого заложения.

3. Определяющее значение в размещении рудных тел рудного поля имеет сопряженная система трещин скалывания, секущих как слоистость, так и сланцеватость.

4. В пределах рудного поля проявлена структурная зональность, выраженная увеличением количества дизъюнктивных нарушений и амплитуды перемещения по ним с глубиной.

Главная масса полиметаллических руд приурочена к области выклинивания этих нарушений по восстанию.

ЛИТЕРАТУРА

- Баранов В. Д. Структурно-геологическая позиция рудных полей в Зырянском районе на Алтае.— Доклады АН СССР, 1960, 132, № 6.
Гзовский М. В. Тектонофизика и проблемы структурной геологии. В кн.: «Структура земной коры и деформации горных пород», М., Изд-во АН СССР, 1960.
Пэк А. В. О механизме возникновения сланцеватости.— Известия АН СССР, сер. геол., 1940, № 2.

А. А. ГАРМАШ, А. Г. ПОСЫСАЕВ, И. М. ЮДИН

**СТРУКТУРНЫЕ УСЛОВИЯ ЛОКАЛИЗАЦИИ
И МОРФОЛОГИЯ РУДНЫХ ТЕЛ ЗОЛОТУШИНСКОГО
МЕСТОРОЖДЕНИЯ В РУДНОМ АЛТАЕ**

ВВЕДЕНИЕ

Значение структурного контроля в локализации полиметаллических месторождений Рудного Алтая показано за последние годы многочисленными исследованиями, важнейшими из которых являются работы Г. Ф. Яковлева (1959), П. Ф. Иванкина (1957), Д. И. Горжевского (1956). Много новых данных получено и другими геологами, изучавшими отдельные рудные поля и месторождения. В результате этого углубились и расширились представления о структурных условиях локализации руд, что в значительной мере способствовало успешному ведению поисковых и разведочных работ.

Вместе с тем, как это выясняется в процессе детальных исследований, морфология рудных тел и закономерности их размещения в месторождениях Рудного Алтая оказываются значительно сложнее по сравнению с представлениями, полученными на первых шагах их изучения. С другой стороны, существует традиция относить рудные тела того или иного месторождения к какому-нибудь одному морфологическому типу («межпластовые линзы», «жильные тела» и др.), без учета структурных особенностей, характерных для различных его частей. Эти обстоятельства являются причиной серьезных затруднений, возникающих при проведении разведочных и эксплуатационных работ.

В настоящей статье, основанной на обобщении материалов многолетних наблюдений геологов Золотушинского месторождения (А. Г. Посысаев, В. Д. Борисенко, И. Д. Лунегов и др.) и данных тематических исследований сотрудников ИМГРЭ АН СССР (А. А. Гармаш, И. М. Юдин), освещаются роль структурных элементов в локализации оруденения, особенности морфологии и внутреннего строения рудных тел, а также закономерности их размещения в пределах Золотушинского месторождения, относящегося к типичным месторождениям Рудного Алтая.

Особый интерес перечисленные вопросы имеют потому, что в литературе высказывалось мнение о незначительном влиянии тектонических деформаций на локализацию руд данного месторождения (Иванкин, 1957).

В статье использованы данные геологов Е. И. Камаевой, А. П. Беляева, М. Ф. Рульковского, Б. Л. Донченко, Н. А. Сулейманова и др., которым авторы за оказанную помощь и содействие выражают глубокую благодарность.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Золотушинское месторождение расположено в юго-западном крыле Алейского антиклинория, на площади, тяготеющей к Иртышской зоне смятия. Район представляет собой синклинальную складку II порядка, которая осложняет крыло Алейского антиклинория. Эта синклиналь, получившая название Успенской, имеет обычное для Рудного Алтая северо-западное простирание; ядро ее сложено верхнедевонскими отложениями, а крылья — вулканогенно-осадочными образованиями среднего девона. Южнее месторождения наблюдается центриклинальное замыкание этой складки, обусловленное широтным выступом древнего (каледонского) основания (Иванкин, 1957).

Согласно данным П. Ф. Иванкина, Е. И. Камаевой и др., среднедевонская толща подразделяется на отложения эйфельского (березовская и лосищенская свиты) и живетского (таловская свита) ярусов. Метаморфические сланцы условно ордовикского возраста, слагающие нижний структурный ярус, обнажаются к северо-западу и юго-востоку от месторождения.

Золотушинское месторождение приурочено к западному крылу Успенской синклинали и залегает на границе лосищенской и таловской свит. Первая сложена преимущественно осадочными породами; в ее составе преобладают кремнистые и глинистые алевролиты с прослоями песчаников и туффигов, реже встречаются невыдержанные линзы эффузивных кварцевых порфиров и их туфов. Верхние горизонты лосищенской свиты характеризуются большой насыщенностью прослоями и линзами перечисленных пород. Суммарная мощность свиты достигает 500 м.

В разрезе отложений таловской свиты, мощность которой колеблется от 300 до 700 м, преобладают эффузивные и пирокластические породы кислого состава — флюидалльные лавы кварцевых альбитофиров, лавобрекчии, грубо- и среднеобломочные туфы. Резко подчиненное значение имеют алевролиты и песчаники.

Вопрос о возрасте пород, слагающих западную часть месторождения, пока не выяснен окончательно. Ранее предполагалось, что лосищенская свита подстилается залегающими согласно с ней отложениями березовской свиты. Дополнительные материалы, полученные в последнее время, позволили геологам, изучающим Золотушинское месторождение, высказать предположение, что западная граница лосищенских отложений определяется крутопадающим дизъюнктивным нарушением субмеридионального простирания, за которым развиты отложения верхнедевонского возраста. Последние представлены мощной пачкой туфов смешанного состава, песчаниками и туфопесчаниками, которые падают полого к западу. Эта точка зрения, предполагающая наличие антиклинального перегиба западнее месторождения, разделяется и авторами данной статьи.

Среди интрузивных пород, имеющих на месторождении подчиненное развитие, выделяются субвулканические тела кварцевых порфиров и кварцевых альбитофиров, а также, возможно, дацитовых порфиров (данные М. Ф. Рульковского), которые образуют штоки и невыдержанные дайки, главным образом, среди отложений березовской и лосищенской свит. Субвулканические тела вытягиваются вдоль зон широтных разломов, а также слагают короткие апофизы субмеридионального простирания, залегающие согласно с напластованием вмещающих пород.

На основании геологического положения, взаимоотношений с вмещающими осадочно-вулканогенными породами и дизъюнктивными нарушениями, а также учитывая петрографический состав кварцевых порфиров и кварцевых альбитофиров, можно с уверенностью считать их генетически связанными с девонским вулканизмом.

Другую группу пород образуют дайки кислого и основного состава, приуроченные к четко выраженным трещинам, секущим поверхности напластования пород. Крупная и достаточно выдержанная дайка плагиогранит-порфира прослежена в центральной части месторождения. Она имеет малую мощность и круто падает на запад. Гораздо многочисленнее дайки диабазовых и диоритовых порфиритов, широко распространенные в зоне контакта лосищенской и таловской свит, которые характеризуются устойчивым северо-западным простиранием и падением к юго-западу под углами $70-80^\circ$. Дайки плагиогранит-порфиров и порфиритов по всем признакам отвечают наиболее молодым интрузивным образованиям в Рудном Алтае, относимым к самостоятельной фазе малых интрузий; ими заканчивается палеозойский магматический цикл, и во времени и пространстве они тесно ассоциируются с полиметаллическим оруденением (Яковлев, 1959, и др.; Иванкин, 1957, и др.).

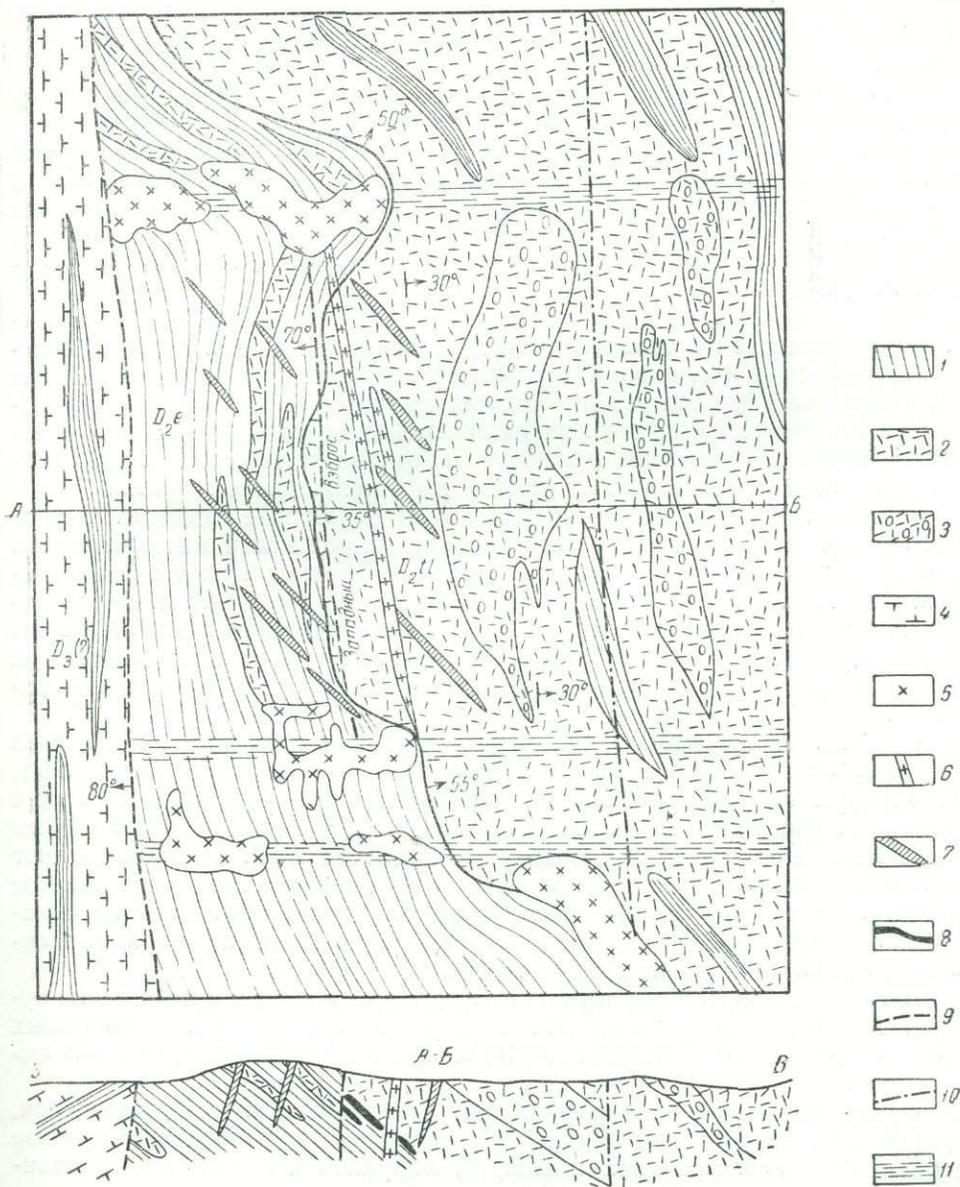
СТРУКТУРА МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В тектоническом отношении участок месторождения представляет собой небольшой флексуриный перегиб, осложняющий западное крыло Успенской синклинали. Слагающие его девонские породы характеризуются общим меридиональным простиранием, сменяющимся к северу и югу на северо-западное. Падение пород восточное, под углами $25-45^\circ$.

Первоначальное представление об образовании Золотушинской флексуры в результате чисто пликвативных дислокаций пришлось пересмотреть в связи с тем, что ее положение в крыле Успенской синклинали определяется зонами субширотных разломов. Как видно из схемы геологического строения (фиг. 1), участки резкого изменения простирания пород на северном и южном флангах месторождения приурочиваются к полосам развития субвулканических тел, вытянутых в широтном направлении. Детальными исследованиями установлено, что штоки кварцевых альбитофиров сопровождаются сериями апофиз, главным образом, широтного простирания, которые секут кремнистые алевролиты и туфы кислого состава и содержат их обломки. Поскольку субвулканические тела, синхронные эффузивным образованиям девонского времени, контролируются зонами субширотных разломов, совершенно очевидно, что в данном случае мы имеем дело с глубокопроникающими разломами древнего заложения, возможно, выведившими на поверхность также и продукты эффузивной деятельности. Косвенно об этом свидетельствует наблюдаемая резкая смена фаций или даже выпадение целых горизонтов вулканогенных пород в связи с наличием зон субширотных разломов.

Анализ геологической карты рудного поля показывает, что для всего западного крыла Успенской синклинали характерны не плавные изгибы слоев, а ступенчатое строение, обусловленное сочетанием интервалов широтного и меридионального простирания. Учитывая результаты картирования хорошо изученных Змеиногорского и Зыряновского рудных полей (В. Н. Выдрин, В. П. Дмитриев, В. Д. Баранов), а также обоснованные Г. Ф. Яковлевым (1959) выводы о длительности формирования геологических структур Рудного Алтая в целом, следует считать, что и на Золотушинском месторождении конфигурация складок в девонском структурном ярусе подчинена положению древних разломов, пересекающих нижнепалеозойское основание.

Среди дизъюнктивных нарушений меридионального простирания наиболее крупным является взброс, отделяющий лосищенские слои от верхнедевонских отложений на западном фланге месторождения, а также предполагаемый разлом непосредственно к востоку от месторождения, выявленный, согласно устному сообщению А. П. Беляева, геофизическими



Фиг. 1. Схема геологического строения месторождения (составлена А. А. Гармашем по материалам А. Г. Посысаева, А. П. Беляева, Е. И. Камаевой и М. Ф. Рульковского):

- 1 — алевриты; 2 — эффузивные кварцевые альбитофиры и их туфы; 3 — лавобрекчии кварцевых альбитофиров; 4 — туфы смешанного состава; 5 — субвулканические тела кварцевых порфиров и кварцевых альбитофиров; 6 — дайки плагιοгранит-порфиров; 7 — дайки диабазовых и диоритовых порфиров; 8 — рудные тела; 9 — установленные дизъюнктивные нарушения; 10 — предполагаемые дизъюнктивные нарушения; 11 — зоны разломов

работами в нижнепалеозойских метаморфических породах, подстилающих месторождение.

Таким образом, описываемая флексурная складка должна рассматриваться как тектонический блок, который формировался в течение длительного времени. Зоны широтных разломов играли важную роль во время образования вулканогенно-осадочной толщи девона, а также при

последующих деформациях, связанных с главной фазой складчатости, и в заключительные этапы дизъюнктивных дислокаций, предшествовавших рудоотложению.

Рассмотрим внутреннее строение тектонического блока, к которому приурочено Золотушинское месторождение. Эффузивно-осадочная толща в его пределах залегает моноклиально; общее простирание пород меридиональное, падение восточное под углами 25—45°. На северном и южном флангах, вблизи ограничивающих месторождение широтных разломов, наблюдается отклонение простирания пород соответственно к северо-востоку и северо-западу; при этом углы падения заметно увеличиваются (до 55—60°).

На основании детальных исследований установлено, что в зоне контакта лосищенской и таловской свит, особенно в пологой части флексуры, широко развита дополнительная складчатость, затрагивающая породы обеих свит. Это заставляет оспаривать представление П. Ф. Иванкина (1957), считающего, что изгибы девонских отложений на участке месторождения обусловлены исключительно строением вулканогенно-осадочной толщи, справедливо относимой им к прижерловой фации.

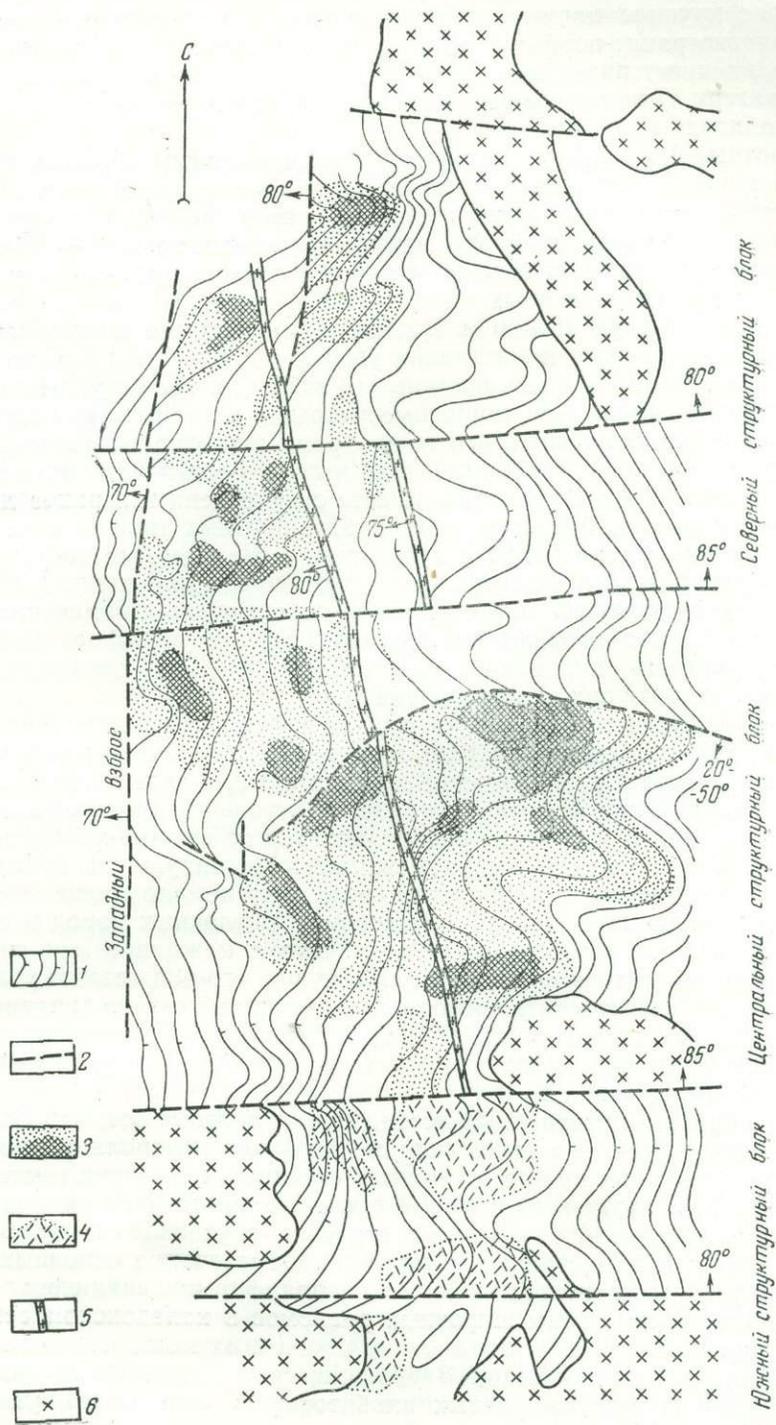
Мелкие дополнительные складки имеют различные размеры. Наиболее крупная из них располагается в центральной части месторождения и в свою очередь распадается на несколько мелких куполов и перегибов, имеющих в поперечнике размеры от 15—25 до 50—80 м. Характерно, что рассматриваемые складки не прослеживаются на значительные расстояния; обычно они довольно быстро заканчиваются по падению и по простиранию, образуя в совокупности сложную волнистую поверхность.

На фиг. 2, представляющей план отпрепарированной поверхности контакта лосищенской и таловской свит (таловские отложения сняты), на которую спроектированы контуры рудных залежей, хорошо видна общая конфигурация дополнительных мелких складок. Осевые поверхности мелких складок, как это впервые подметил А. Г. Посысаев, имеют преимущественно северо-западное или широтное простирание и пологое погружение в юго-восточном направлении. Однако некоторые из складок, особенно в северной части, характеризуются иным, меридиональным и северо-восточным простиранием.

Весьма характерно перерастание некоторых складок в небольшие купола с подвернутыми западными и северными крыльями. В подобных случаях в основании куполов наблюдаются надвиги незначительной амплитуды.

Среди дизъюнктивных нарушений, отмеченных на месторождении, выделяются две большие группы: 1) нарушения и трещины, связанные с разломами глубокого заложения; 2) нарушения, генетически связанные со складчатостью.

К первой группе, кроме охарактеризованных выше широтных и предположительно субмеридиональных разрывов, ограничивающих месторождение, относится значительное число трещин, выявленных в горных выработках. Меридиональные мелкие трещины довольно многочисленны; они имеют практически вертикальное падение и прослеживаются на незначительное расстояние. Заслуживают быть отмеченными два более крупных дизъюнктивных нарушения. Первое, называемое Западным взбросом, представляет собой серию сближенных параллельных трещин, круто падающих на запад (75—85°). Вдоль этих трещин наблюдаются интенсивное бречкирование и рассланцевание пород, с тектонической глиной трения, мощностью до 15—20 см. Амплитуда перемещения по взбросу составляет в различных участках 5—25 м. Западный взброс ограничивает распространение полиметаллического оруденения по востанию рудной зоны (см. фиг. 2).



Фиг. 2. Структурная схема месторождения (план) (составлена авторами с использованием материалов Е. М. Камаевой, А. П. Беляева, М. Ф. Рудьковского, Б. Л. Донченко и Н. А. Сулейменова):

1 — изолинии поверхности висячего бока рудоносной зоны (контакт лосищенской и таловской свит), сечение через 20 м; 2 — дизъюнктивные нарушения; 3 — контуры рудных тел, подчиненных преимущественно складчатым нарушениям (точками показаны участки небольшой суммарной мощности рудных тел, заштрихованы участки большой мощности рудных тел); 4 — рудные тела, подчиненные крутопадающим дизъюнктивным нарушениям; 5 — дайки плагиогранит-порфиров; 6 — субвулканические тела кварцевых альбитофиров (дизъюнктивные нарушения и интрузивные тела показаны на месте пересечения ими поверхности контакта лосищенской и таловской свит)

Второе крупное нарушение меридионального простирания вмещает дайку плагиогранит-порфира, которая на северном фланге месторождения ограничивает развитие отдельных рудных тел по падению. По своему характеру трещина, вмещающая дайку, также представляет собой малоамплитудный взброс.

Широтные разрывы хорошо фиксируются, главным образом, по смещениям поверхности контакта лосищенской и таловской свит. Обычно они представлены одиночными трещинами, выполненными разлинзованной породой с глиной трения. Падение широтных трещин — близкое к вертикальному, преимущественно северное, а амплитуды перемещений, по данным непосредственных наблюдений и графическим построениям, составляют максимум 15—20 м. Видимые смещения по дизъюнктивным нарушениям широтного простирания убывают в западном направлении, что говорит о наличии здесь шарнирных взбросов. На структурной схеме (см. фиг. 2) видно, что широтные разрывы незначительно смещают меридиональные нарушения, и в то же время они ограничивают по простиранию дайку плагиогранит-порфира в северо-восточной части месторождения. Эти взаимоотношения, вместе с приведенными ранее данными, подтверждают длительность развития широтных трещин и их связь с крупными разломами того же простирания. Необходимо подчеркнуть, что широтные разрывы в контуре месторождения не вмещают дайковых тел и не сопровождаются отчетливым гидротермальным изменением пород или достаточно интенсивным оруденением; это указывает на постоянную притертость широтных швов при деформациях, предшествовавших и сопутствовавших рудоотложению.

Дизъюнктивные нарушения, связанные со складчатостью, являются наиболее ярко выраженными тектоническими элементами месторождения. Они представлены межпластовыми срывами, а также пологими зонами расланцевания и брекчирования, приуроченными, главным образом, к контактам пород, резко различающихся по физико-механическим свойствам. Особенно интенсивно межпластовые нарушения проявлены в контакте лосищенской и таловской свит, чему немало способствовали сложное линзование и частое чередование различных пород в самых верхних горизонтах лосищенской свиты. Кроме межпластовых срывов, развитых по напластованию пород или секущих его под острым углом, в эту же группу мы относим диагональные разрывы северо-западного и северо-восточного простирания. Они представляют собой типичные сколы, возникшие, по-видимому, в результате тангенциального сжатия при складчатых деформациях.

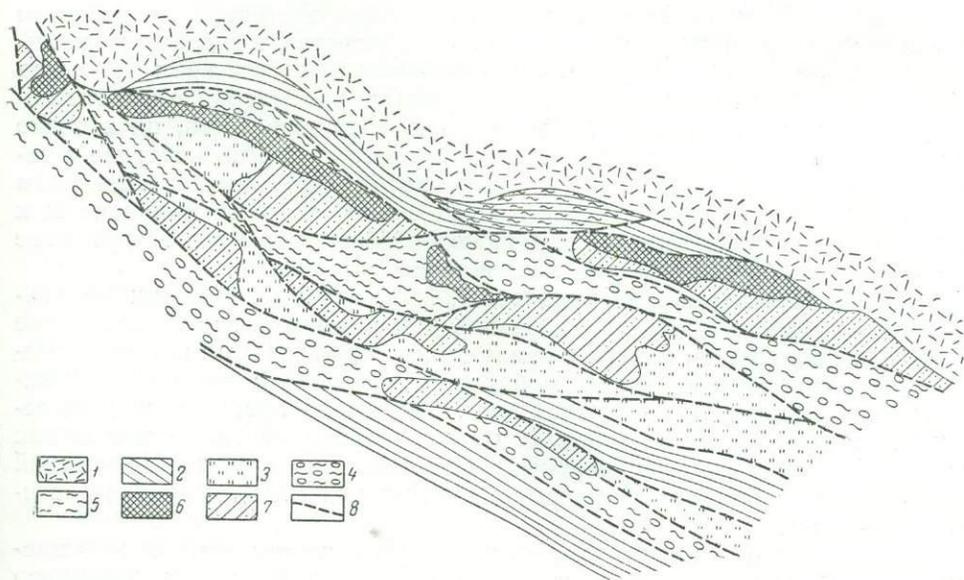
Таким образом, проведенные исследования показывают, что Золотушинское месторождение в отношении структурного контроля оруденения не составляет исключения среди других типичных алтайских месторождений. Подобно другим месторождениям, его геологическая позиция, границы и особенности внутреннего строения обусловлены сочетанием дизъюнктивных и пликативных нарушений. Образование основных элементов структуры происходило еще в период формирования осадочно-вулканогенной толщи; зоны широтных разломов в каледонском основании предопределили фациальный облик пород и их мощность в блоках, разделенных этими разломами. Внедрившиеся в широтные нарушения субвулканические тела кварцевых альбитофиров еще более усилили жесткость и анизотропию девонской толщи. В процессе складчатости этот каркас обусловил все главные черты пликативных нарушений, а проявившиеся затем дизъюнктивные нарушения только усложняли и подновляли уже существовавшие разрывы.

Учитывая общие особенности формы, внутреннего строения и историю формирования Золотушинской флексуры, ее можно рассматривать как своего рода блокированную складку, в общих чертах напоминаю-

шую структуры хребта Ишме, описанные В. А. Невским (1949). С этих позиций хорошо объясняются интенсивное расслоение и развитие мелкой сложящей складчатости в центральной пологой части флексуры, к которой и приурочена основная масса руд месторождения.

СТРОЕНИЕ РУДНОЙ ЗОНЫ И РАЗМЕЩЕНИЕ РУДНЫХ ТЕЛ

Свинцово-цинковое и медное оруденение Золотушинского месторождения целиком приурочено к самым верхам лосищенской свиты. В перекрывающих эффузивах таловской свиты руды практически отсутствуют.



Фиг. 3. Строение рудной зоны, обусловленное тектоническим разлинзованием (поперечный разрез):

1 — эффузивные кварцевые порфиры; 2 — алевролиты; 3 — кремнистые алевролиты; 4 — дайки диабазовых порфиритов; 5 — «валунные» зоны; 6 — прожилково-гнездовые руды; 7 — сплошные руды; 8 — дизъюнктивные нарушения

Верхней границей «рудовмещающей толщи» является непосредственно поверхность контакта указанных свит, представляющая собой типичный межпластовый срыв, сопровождающийся перетиранением пород и образованием тектонической глинки мощностью около 1 м. Нижняя граница оруденелых пород определяется крупной зоной брекчирования («валунная» зона), в которой алевролиты и другие породы превращены в хлоритовую массу сланцеватого сложения. Таким образом, «рудовмещающая толщина» — это прежде всего тектоническая зона, четко ограниченная плоскостями скольжения. Внутреннее строение «рудовмещающей толщи» достаточно сложно. Особенно широко здесь распространены межпластовые срывы и кососекающие трещины, образующие в совокупности характерную картину тектонического разлинзования (фиг. 3). При этом степень нарушенности высока, но неодинакова. Наибольшее количество трещин, генетически связанных с межпластовыми движениями, отмечается на участках выполаживания и флексурных перегибов, сопровождающихся иногда мелкими куполами.

Тектоническое разлинзование настолько характерно для рудной зоны, что его можно проследивать, начиная с наблюдения над строением всей зоны в целом, вплоть до отдельных забоев или даже крупных шту-

фов. В зоне встречаются довольно крупные линзы, имеющие 5—8 м в поперечнике, окруженные рассланцованной и хлоритизированной массой. Эти линзы распадаются на более мелкие линзочки, измеряемые сантиметрами, разделенные пленками с глиной трения.

Трещины разлинзования характеризуются субмеридиональным простиранием и пологим падением (25—40°) к востоку. Неустойчивость элементов залегания данных трещин объясняется изменениями простирания пород в связи с дополнительными мелкими складками. На отдельных участках нами наблюдались случаи участия в тектоническом разлинзовании пород трещин меридионального простирания с вертикальным падением.

Следующей характерной системой являются диагональные трещины северо-западного, реже северо-восточного простирания с падением в южные румбы. Они отличаются прямолинейностью, отсутствием обломков пород и следов рассланцевания. Как правило, рассматриваемые трещины притерты и пересекают межпластовую трещиноватость, но нередко они обрываются у поверхности межпластового срыва на контакте с таловской свитой. Такая картина особенно хорошо видна на северном фланге месторождения, где диабазовые дайки, которые приурочены к диагональным трещинам, не проникают в перекрывающие эффузивные кварцевые альбитофиры, тупо выклиниваясь у контакта.

Весьма характерны для рудоносной зоны трещины субмеридионального и широтного простирания. Вдоль них обычно наблюдаются узкие зоны рассланцевания, иногда с «валунами». Значительный интерес представляют широтные трещины, небольшой протяженности довольно широко распространенные в рудной зоне. Они имеют преимущественно северное падение под углом, близким к 90°, и могут рассматриваться как взбросы с приподнятыми северными блоками. Амплитуды перемещений по широтным трещинам не превышают нескольких метров (редко достигая 10—15 м).

Особое место среди структурных элементов занимают так называемые «валунные» зоны, необычайно характерные для Золотушинского месторождения¹. Они представляют собой зоны раздробленных и интенсивно хлоритизированных пород, содержащие уплощенные и изометрические обломки вмещающих пород, которые благодаря овальной форме и поверхности, лишенной острых или угловатых выступов, получили наименование «валунов». В «валунных» зонах довольно часто наблюдается сульфидная минерализация, проникающая и в цемент, и в обломки. В контурах рудных тел очень часто встречаются «валуны», состоящие из сплошных сульфидных руд, главным образом, полиметаллического состава.

«Валунные» зоны, залегающие в общем согласно с напластованием пород, обычно осложнены мешкообразными раздувами, а также диагональными и поперечными ответвлениями, которые всегда связаны с трещинами соответствующих направлений. Поэтому тектоническая природа «валунных» зон несомненна. Но несомненно также, что в их образовании не менее важную роль играли метасоматические процессы, с которыми связаны гидротермальное изменение вмещающих пород и отложение сульфидов.

На фиг. 4 показана общая конфигурация части «валунной» зоны, выявленная на основании детальной документации. Хорошо видны апофизы широтного и северо-западного простирания, а также раздувы, возникающие в местах пересечения нескольких систем трещин. Наиболее

¹ В связи с тем, что в отношении ряда существенных вопросов генезиса «валунных» зон мнения авторов статьи расходятся, условия их формирования будут детально рассмотрены в специальной статье, подготавливаемой к печати.

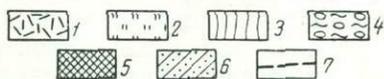
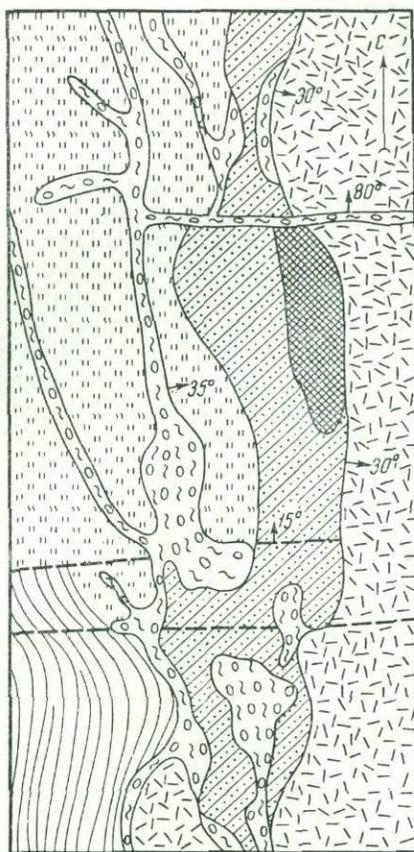
ярко выраженная «валунная» зона, секущая под острым углом прости- рание и падение пород, служит границей рудоносной зоны со стороны лежащего бока. Мощность «валунных» зон колеблется от долей до пер- вых десятков метров.

«Валунные» зоны, как правило, имеют резкие границы в виде тре- щин с тонко разлитостанной хлори- тизированной массой и глиной тре- ния. Иногда такая граница с одной стороны отсутствует и наблюдается более или менее постепенный пере- ход от «валунных» зон к монолит- ным породам. Не вдаваясь в объяс- нение деталей механизма образова- ния «валунов» в тектонических тре- щинах, укажем, что одной из при- чин, обусловивших округлую форму обломков, явился специфический ха- рактер движений, предшествовавших и сопутствовавших рудоотложению. Сущность их, показанная одним из авторов на примере Змеиногорского месторождения (Гармаш, 1960), мо- жет быть охарактеризована как многократно повторяющиеся мало- амплитудные толчки, подобные длительному встряхиванию.

Следует подчеркнуть, что «валу- ны» и образования, сходные с ними по форме, распространены очень широко на месторождении не толь- ко в «валунных» зонах. Многие уча- стки рудоносной зоны представля- ют собой по существу сочетание ок- руглых глыб и мелких «валунов» пород.

Остановимся далее на общих за- кономерностях размещения рудных тел на месторождении. Как можно видеть из структурной схемы (см. фиг. 2), на которой показаны общие контуры рудной зоны в плане, на Золотушинском месторождении мы имеем дело с типичным примером контроля оруденения складчатыми структурами при существенном уча- стии дизъюнктивных нарушений.

Так, на северном фланге контур рудных тел четко ограничивается Западным взбросом по восстанию и дайкой плагиогранит-порфира по падению. За пределами этой узкой полосы известно несколько разоб- щенных рудных тел, тяготеющих к субмеридиональным трещинам. В центральной части зона в плане резко расширяется, а около наиболее крупной дополнительной складки, сопровождающей срывом в подвер- нутом северном крыле, распространяется за дайку плагиогранит-пор- фира. На южном фланге контур рудных тел сокращается и распадается на отдельные участки неправильной формы, а в зоне широтных разло- мов, насыщенной субвулканическими телами, оруденение прерывается.



Фиг. 4. Строение «валунной» зоны (план):

1 — кварцевые альбитофиты (эффузивные); 2 — кремнистые алевролиты; 3 — алевролиты; 4 — «валунная» зона; 5 — сплошная руда; 6 — прожилково-гнездовая руда; 7 — дизъюнктивные нарушения

Из схемы также хорошо видны взаимоотношения рудных тел с элементами складчатых и дизъюнктивных нарушений и общая тенденция погружения рудной зоны в юго-восточном направлении.

Дополнительные складки играют важнейшую роль в размещении рудных тел, поскольку последние постоянно приурочиваются к местам выполаживания и купольным структурам. Характерно, что в куполах наблюдаются рудные тела максимальной мощности. Участки с крутым и однообразным залеганием плоскости висячего бока рудоносной зоны характеризуются либо малыми мощностями рудных тел, либо полным их отсутствием. Нетрудно заметить, что отнюдь не все купола вмещают рудные тела. Как показали наблюдения, купола, изолированные от дизъюнктивных нарушений межпластового типа или секущих трещин, обычно безрудны. В некоторых случаях зоны межпластовых срывов как бы срезают в основании купольные складки, и тогда рудные тела располагаются в удалении от них среди разлинзованных и брекчированных пород. Это обстоятельство лишней раз подчеркивает комбинированный характер рудокализирующих структур.

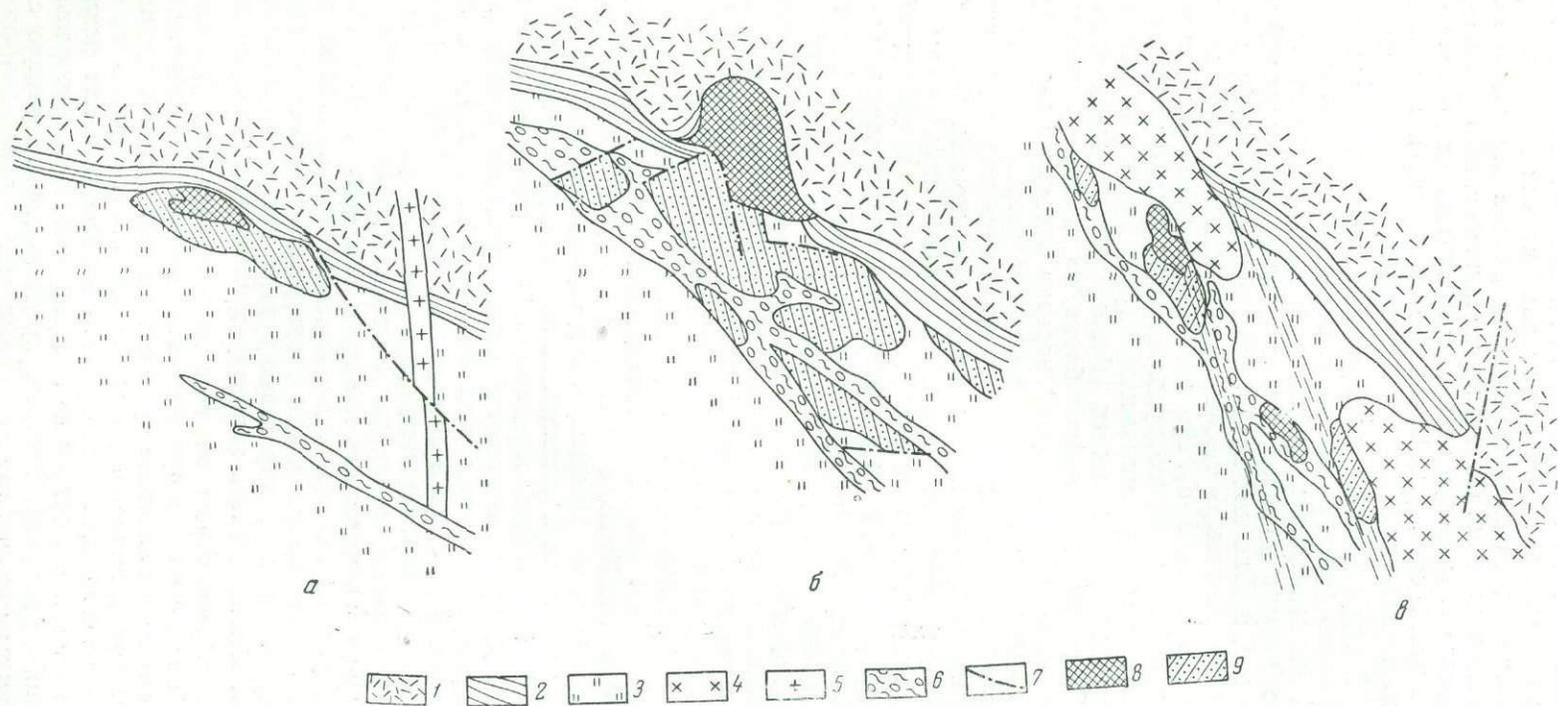
Что касается субмеридиональных и широтных разломов и трещин, то все они являются «ограничивающими» структурными элементами, ибо, влияя на размещение рудных тел и общую форму рудоносной зоны, они нигде сами не вмещают рудных тел.

Проведенные исследования позволили установить на Золотушинском месторождении структурную зональность. Она проявляется в том, что при движении с севера на юг намечаются три участка, существенно различающихся по интенсивности развития охарактеризованных выше тектонических нарушений; это отражается на размерах, особенностях формы и внутреннего строения рудных тел. Принципиально важен тот факт, что структурная зональность очень хорошо увязывается с зональностью околорудных изменений вмещающих пород, а также со сменной по простиранию рудной зоны минерального состава руд и особенно количественных соотношений компонентов руд. Все это дало основание выделить в пределах месторождения три структурных блока: Центральный, Северный и Южный.

Термин «структурный блок», используемый М. Б. Бородаевской (1960) для аналогичных случаев применительно к колчеданным месторождениям Урала, представляется весьма удачным, так как он хорошо подчеркивает индивидуальность различных частей одного и того же месторождения или даже единой рудоносной зоны. На фиг. 2 показаны приблизительные границы выделенных структурных блоков. Следует заметить, что переход между Северным и Центральным блоками не так резок, как между Центральным и Южным блоками. Во втором случае мы, действительно, наблюдаем очень резкую смену морфологических типов и состав руд.

МОРФОЛОГИЯ И ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ РУДНЫХ ТЕЛ

Как было отмечено, форма рудных тел Золотушинского месторождения не изменяется в различных структурных блоках. В Северном блоке развиты простые по форме изометричные в плане линзы и гнездообразные тела сравнительно небольших размеров. Характерными их особенностями являются приуроченность к висячему боку рудоносной зоны и обычно очень пологое залегание (фиг. 5, а). Верхние части рудных тел сложены сплошными сульфидными рудами, сменяющимися в сторону лежащего бока более мощными рудами прожилково-гнездового типа. Вмещающими породами являются, главным образом, кремнистые алевролиты, превращенные в плотные микрокварциты. Руды имеют преимущественно свинцово-цинковый состав; широко распространены барит, блеклая руда, светлоокрашенный сфалерит.



Фиг. 5. Морфологические типы рудных тел, характерные для различных структурных блоков месторождения (поперечные разрезы):
 а — Северный блок; б — Центральный; в — Южный; 1 — эффузивные кварцевые альбитофилы; 2 — алевролиты; 3 — кремнистые алевролиты; 4 — субвулканические тела кварцевых альбитофиров; 5 — дайки плагногранит-порфиров; 6 — «валунные» зоны; 7 — дизъюнктивные нарушения; 8 — сплошная руда; 9 — прожилково-гнездовая руда

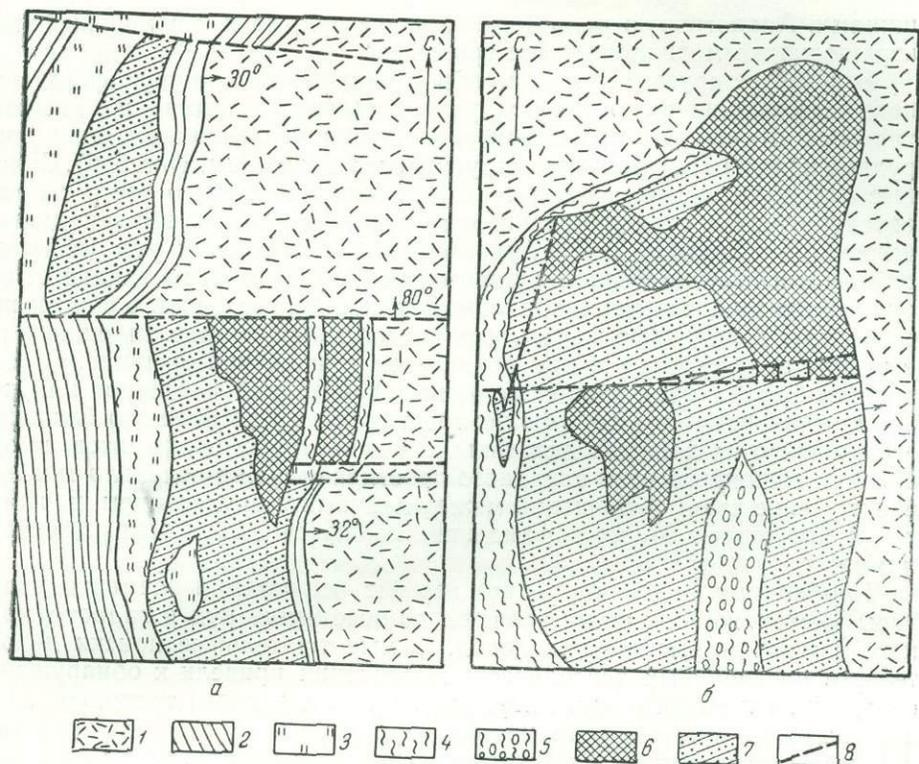
Таким образом, в Северном структурном блоке наиболее интенсивно проявились межпластовые нарушения, тогда как другие трещины не получили широкого развития. Одной из главных причин этого, по нашему мнению, является общая относительно более слабая деформация северного фланга месторождения. Определенное значение, по-видимому, имеют также удаление «валунной» зоны лежачего бока от контакта лосищенской и таловской свит, уменьшение ее мощности и выклинивание в этой части месторождения.

Центральный структурный блок характеризуется значительно большей насыщенностью рудными телами и большей их мощностью. Оставаясь в целом линзовидными, рудные тела здесь приобретают иногда трубообразную форму и сопровождаются многочисленными ответвлениями, выступами и т. п. Для них крайне типичны резкие изменения мощности, раздувы и пережимы, а также тупое выклинивание по падению и по простиранию (см. фиг. 5, б). Все эти осложнения формы обусловлены не только изгибами главного рудоконтролирующего контакта, но и широким развитием всех упоминавшихся групп трещин — субмеридиональных, широтных, диагональных, межпластовых, «валунных» зон. В отличие от Северного структурного блока, на данном участке рудные тела (в том числе и сплошные руды) нередко отходят в глубь рудной зоны, в связи с чем отмечается кулисообразное расположение залежей. Максимальное нарастание мощности рудных тел наблюдается в куполах и вблизи поперечных трещин и раздувов «валунных» зон. Общая более интенсивная нарушенность пород в Центральном структурном блоке объясняется усилением дополнительной складчатости и приближением «валунной» зоны лежачего бока к плоскости экранирующего контакта.

Рудные тела рассматриваемого блока залегают среди сильно хлоритизированных алевролитов и других существенно хлоритовых пород; скварцевание и серицитизация имеют здесь резко подчиненное развитие. В составе сплошных полиметаллических руд заметно возрастает содержание меди; кроме того, появляются обособленные тела медно-цинковых и медных руд, главным образом, в лежащем боку, среди «валунных» зон и хлоритизированных пород.

Формы рудных тел Южного структурного блока отличаются еще большим своеобразием. Прежде всего здесь плоскость контакта висячего бока перестает быть определяющим структурным элементом. Рудные тела контролируются зонами расланцевания и «валунных» брекчий, имеющими крутое падение. Определенное значение для локализации оруденения приобретают субвулканические тела кварцевых альбитофиров, контактам которых подчиняются отдельные рудные тела. По существу мы имеем здесь дело не с четко очерченными рудными телами, а с зонами расланцевания, «развалунивания» и хлоритизации, в которых неравномерно распределены неправильной формы скопления сплошных и прожилковых руд незначительных размеров (см. фиг. 5, в). В связи с этим очертания рудных тел условны и определяются по данным химических анализов. В рассматриваемом блоке резко преобладают халькопиритовые и сфалерит-халькопиритовые руды с незначительным содержанием свинца. Исключительно характерна интенсивная хлоритизация.

В заключение рассмотрим влияние дизъюнктивных нарушений на форму и внутреннее строение рудных тел. Детальные исследования показывают, что полиметаллические рудные тела (сплошные и прожилково-гнездовые) в большинстве своем имеют резкие ограничения не только со стороны висячего бока (это правило вообще не имеет исключений), но также в лежащем боку и по простиранию. Особенно рельефна роль поперечных нарушений, которые предопределяют резкую смену размеров или полное выклинивание рудных тел.



Фиг. 6. Морфология и внутреннее строение рудных тел на разных участках (планы):

- 1 — эффузивные кварцевые альбитофиры; 2 — алевролиты; 3 — кремнистые алевролиты;
 4 — хлоритизация; 5 — «валунные» зоны; 6 — сплошная руда; 7 — прожилково-гнездовая руда;
 8 — дизъюнктивные нарушения

На фиг. 6, а приведен один из характерных примеров. К югу от дизъюнктивного нарушения, выполненного хлоритизированной массой с глиной трения, залегает мощное тело прожилково-гнездовых руд с крупными обособлениями сплошных сульфидов. Последние на юге также ограничиваются по простиранию более мелкой широтной трещиной, прослеживающейся на коротком интервале только в висячем боку. К северу от главного дизъюнктивного нарушения широтного простирания располагается другое рудное тело меньших размеров. Оно не содержит скопления сплошных руд и находится на большем удалении от контакта с эффузивными кварцевыми порфирами. Северное ограничение и этого рудного тела также представлено дизъюнктивным нарушением, вытянутым в широтном направлении. Вдоль описываемых трещин наблюдаются гнезда и прожилки сульфидов; признаки же катаклаза руд полностью отсутствуют, что подтверждает их дорудное образование.

Как было установлено А. Г. Посысаевым, на основании обработки большого числа проб, около широтных трещин изменяются не только форма рудных тел, но и количественные соотношения рудных минералов. Обычно полиметаллические руды, расположенные на северных флангах широтных трещин, характеризуются в несколько раз меньшими содержаниями меди по сравнению с южными. Сходная картина в миниатюре повторяется во многих рудных телах Золотушинского месторождения, причем можно макроскопически фиксировать резкий переход от одного типа руд к другому (например, от пирит-халькопиритовых к существенно галенит-сфалеритовым), связанный с малозаметными широтными тре-

щинами. Аналогичную роль в смене типов руд, хотя и в меньшей мере, играют также меридиональные трещины.

В качестве другого примера, иллюстрирующего типичную форму рудного тела, подчиненную куполообразной складке в сочетании с дизъюнктивными нарушениями различного простирания, приведен план части рудной залежи Центрального структурного блока (см. фиг. 6, б). Сплошные свинцово-цинковые руды слагают здесь апикальную часть купола и ограничиваются серией трещин северо-восточного, северо-западного и широтного простирания. Контур прожилково-гнездовых руд (в данном случае существенно медно-цинкового состава) отделен на западе от безрудных алевролитов меридиональной трещиной, согласной с общим простиранием пород. Любопытно, что обособленное гнездо сплошных руд в центре залежи и здесь приурочивается к широтной трещине. Для северного фланга месторождения весьма характерно частичное или полное выклинивание рудных тел по простиранию и по падению благодаря ограничению их дайками диабазовых и диоритовых порфириров, выполняющих трещины северо-западного простирания. Как показало тщательное изучение взаимоотношений между дайками и оруденением, порфириды Золотушинского месторождения являются дорудными образованиями.

Необходимо подчеркнуть, что все без исключения элементы структуры месторождения сформированы до отложения руд и гидротермального изменения вмещающих пород. Самые тщательные поиски доказательств послерудных тектонических движений привели к обнаружению совершенно незначительных перемещений по дорудным трещинам, которые вызвали лишь «размазывание» сульфидов по стенкам трещин и слабый их катаклиз. Даже в тех зонах, которые служат примером длительного проявления тектонических движений (например, «валунная» зона лежащего бока или межпластовый срыв на контакте лосищенской и таловской свит), мы наблюдали участки колломорфных руд прекрасной сохранности.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведенные выше данные, полученные в результате детального изучения месторождения и анализа имеющихся материалов других исследователей, приводят к следующим основным выводам:

1. Золотушинское месторождение приурочено к флексурному перегибу западного крыла Успенской синклинали, являющейся складкой II порядка. Образование флексурной складки обусловлено движениями по широтным разломам глубокого заложения, к которым приурочены субвулканические интрузивы девонского возраста.

2. Участок месторождения представляет собой тектонический блок, ограниченный дизъюнктивными нарушениями меридионального и широтного простирания.

Общая форма Золотушинской флексуры, находящейся внутри этого тектонического блока, представляется в виде пологой корытообразной поверхности с крутыми фланговыми зонами и выположенной центральной частью. Последняя характеризуется широким развитием мелкой дополнительной складчатости.

3. Главная значение в контроле оруденения имеют структурные факторы. Рудные тела сосредоточены в «рудовмещающей толще», представляющей собой зону тектонического разлинзования на контакте двух свит, резко различающихся по литологическому составу слагающих пород. Размещение рудных тел месторождения определяется дополнительной складчатостью (флексурными перегибами и куполами) в сочетании с межпластовыми срывами и другими дизъюнктивными нарушениями. При

этом крутопадающие широтные и субмеридиональные трещины играют роль «ограничивающих» структурных элементов.

4. В пределах месторождения установлена структурная зональность, проявляющаяся в последовательной смене различных морфологических типов рудных тел по простиранию (и склонению) рудной зоны. Характерно, что изменение преобладающей формы рудных тел сочетается с зональностью околорудных изменений вмещающих пород и вещественного состава сульфидных руд. На этом основании выделены в пределах месторождения три структурных блока (в понимании М. Б. Бородаевской), каждый из которых характеризуется своими специфическими чертами. Предполагается, что структурная зональность связана с особенностями тектонических деформаций в каждом структурном блоке.

5. Форма рудных тел Золотушинского месторождения определяется комбинацией складчатых и дизъюнктивных нарушений. Наряду с простыми по форме линзообразными телами, широко распространены рудные тела сложной формы, переходящие в трубообразные залежи и зоны с гнездовой неравномерно распределенной минерализацией. Наиболее сложны и невыдержанны рудные тела медного и медно-цинкового состава, развитые в южной части месторождения.

6. Изменение морфологии рудных тел в различных частях одного месторождения не является особенностью, характерной только для Золотушинского месторождения. Установление подобных закономерностей крайне важно для правильного ведения разведки на месторождениях подобного типа.

ЛИТЕРАТУРА

- Бородаевская М. Б. Структурные условия локализации рудных тел в колчеданных месторождениях Урала. В кн.: «Тезисы сессии по закономерностям размещения медно-колчеданных и медно-порфировых месторождений», вып. 1, 1960, М.
- Гармаш А. А. Особенности структуры Змеиногорского месторождения в Рудном Алтае. В кн.: «Основные вопросы и методы изучения структур рудных полей и месторождений». М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Горжевский Д. И. О возрасте и генезисе некоторых типов полиметаллических месторождений на примере Рудного Алтая.— Геол. сборник Львовского геол. об-ва, 1956, № 2-3.
- Иванкин П. Ф. Геология и вопросы генезиса полиметаллических месторождений Прииртышья. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Невский В. А. Складчатые формы южного склона хребта Ишме.— Известия АН СССР, сер. геол., 1949, № 4.
- Яковлев Г. Ф. Структуры рудных районов, полей, месторождений и полиметаллических месторождений на Рудном Алтае. В кн.: «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. II. М., Изд-во АН СССР, 1959.

Н. П. ЛАВЕРОВ, Б. Л. РЫБАЛОВ, Л. В. ХОРОШИЛОВ

**ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА УРАНОВЫХ
ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ,
ПРИУРОЧЕННЫХ К ЖЕРЛОВЫМ ФАЦИЯМ ЭФФУЗИВОВ
И СУБВУЛКАНИЧЕСКИМ ИНТРУЗИВАМ**

ВВЕДЕНИЕ

В геологической литературе, касающейся гидротермальных урановых месторождений, неоднократно отмечалась приуроченность некоторых из них к экструзивным образованиям и субвулканическим интрузивам (Лукин, Солюшкин, 1958). Среди этих месторождений наибольшее распространение получили штокверковые и линейно-трещинные рудные тела различных размеров. Детальное освещение геологического положения и структуры таких месторождений в литературе до сих пор не приводилось. В настоящей статье в некоторой степени суммируются как опубликованные материалы, так и материал, собранный авторами в процессе изучения подобных месторождений.

Анализ имеющихся данных показывает, что урановые месторождения, располагающиеся в корневых частях эффузивов и субвулканических интрузивах, имеют более широкое распространение, чем это представлялось ранее. Оруденение на таких месторождениях генетически не связано с жерловыми фациями эффузивов и субвулканическими интрузивами, а лишь пространственно тяготеет к ним. Пространственная связь экструзивов и рудных тел чаще всего определяется только их приуроченностью к одним и тем же крупным тектоническим разрывам, тогда как субвулканические интрузивы (вмещающие оруденение) и урановая минерализация, вероятно, связаны еще и единством магматического очага.

Геологическая структура урановых месторождений в значительной степени зависит от морфологии и условий залегания упомянутых выше магматических тел, а также от глубины, на которой образовались рудные тела, что нередко обуславливает проявление своеобразной структурной зональности по вертикали.

Месторождения рассматриваемой группы обычно располагаются в пределах внутренних интрагеоантиклинальных поднятий, имеющих многоярусное строение. При этом в таких районах широко проявлены ранние батолитовые интрузивы, перекрывающие эти интрузивы эффузивно-осадочные отложения и более молодые малые и субвулканические интрузивы и дайки. В зависимости от положения урановых месторождений в стратиграфическом разрезе рудоносных регионов, ниже выделяются три группы месторождений, характеризующихся своими специфическими чертами геологической структуры.

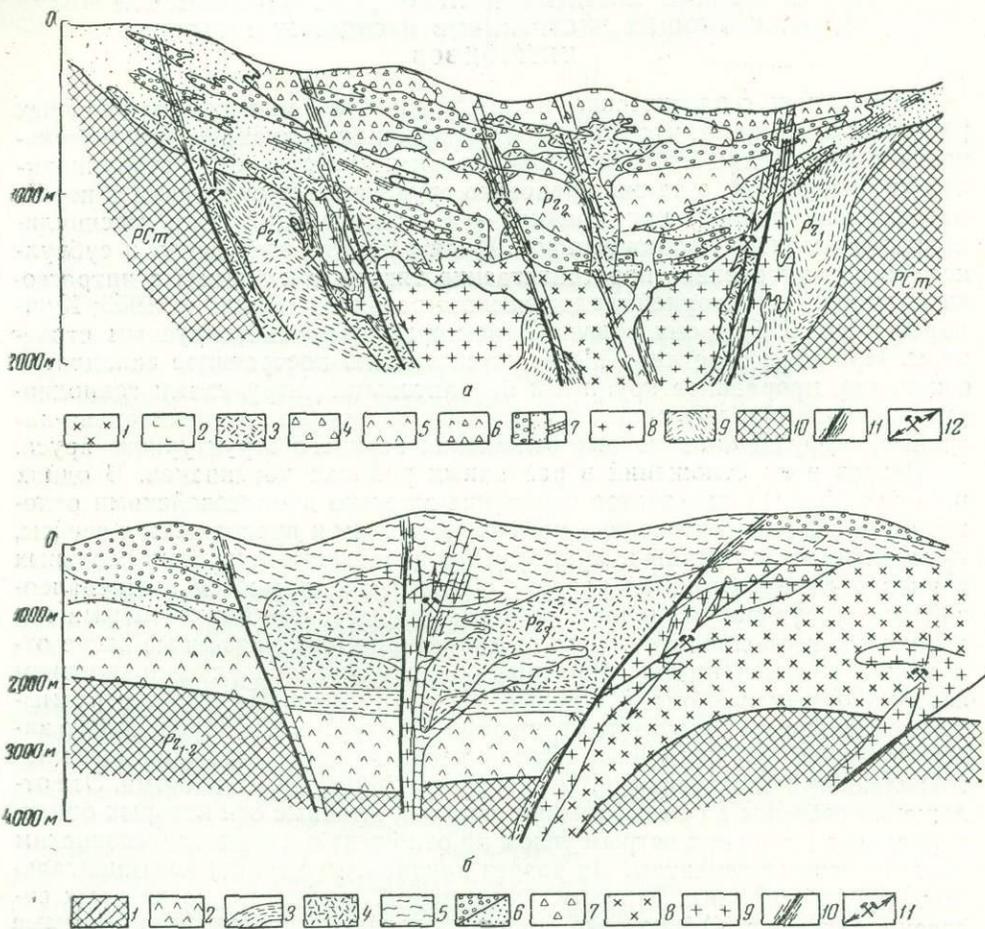
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ РУДОВМЕЩАЮЩИХ ЭКСТРУЗИВОВ И СУБВУЛКАНИЧЕСКИХ ИНТРУЗИВОВ

Регионально-геологические исследования во многих ураноносных районах показывают, что наиболее интенсивная вулканическая деятельность и проявление многочисленных кислых экструзивов и субвулканических интрузивов, а также уранового оруденения происходили в постбатолитовый период, как правило, — в завершающий этап геосинклинального развития подвижных зон. Поля развития эффузивов и субвулканических интрузивов пространственно тяготеют к блокам с интрагеоантиклинальной историей геологического развития (Билибин, 1955; Кушнарев и др., 1959); они обычно характеризуются многоярусным строением. При этом отчетливо выделяются сложно построенное складчатое основание, прорванное крупными батолитовыми интрузивами гранодиоритов, и полого залегающие на нем разновозрастные континентально-лагунные, эффузивно-осадочные отложения верхнего структурного яруса.

Разрез этих отложений в различных районах неодинаков. В одних районах (фиг. 1) складчатое основание сложено допалеозойскими отложениями, которые интенсивно метаморфизованы и превращены в гнейсы, кристаллические сланцы и мраморы, прорванные интрузивами основных и кислых пород. Выше по разрезу обычно располагаются нижнепалеозойские эффузивно-осадочные породы, прорываемые батолитовыми интрузивами гранодиоритов. Весьма характерно, что указанные выше отложения смяты в крутые линейные складки, согласно с направлением которых ориентированы и длинные оси интрузивов. На глубокой размытой поверхности складчатого основания и интрузивных пород полого залегают эффузивно-осадочные породы верхнего яруса, прорываемые многочисленными экструзивами, телами малых интрузий и дайками. Эти отложения собраны в брахиформные складки, длинные оси которых ориентированы в плане под острым углом по отношению к нижнепалеозойским тектоническим элементам. Их разрез начинается с толщи континентальных грубообломочных отложений переменной мощности, на которых согласно залегают эффузивные породы среднего состава, прорываемые экструзивами и перекрываемые эффузивами кислых пород. Корневые части указанных экструзивов обычно пространственно тяготеют к зонам крупнейших разрывов, заложенных при формировании нижнепалеозойского складчатого основания.

Для таких районов весьма характерно преобладание в нижних частях разрезов верхнего яруса мощных обломочных отложений, которые выше сменяются эффузивами среднего, а затем и кислого составов, при постоянном сокращении площадей накопления эффузивных толщ. После формирования вулканогенных пород в этих районах происходило внедрение интрузивов среднего и кислого составов повышенной щелочности, которое завершилось появлением обильной серии поздних даек и более молодых гидротермальных образований, в том числе и урановых месторождений.

В других районах строение складчатого основания существенно не отличается от описанного выше (см. ниже фиг. 2). Здесь также отчетливо проявлены интенсивная линейная складчатость и батолитовые интрузивы. На размытой поверхности основания и интрузивов располагаются эффузивно-осадочные отложения верхнего яруса, в разрезе которых резко преобладают эффузивные образования, на отдельных участках слагающие толщи общей мощностью до 3000 м и даже 5000 м. В отличие от первого типа разрезов, осадочные отложения среди эффузивов имеют незначительное распространение и нередко чередуются с туфовым и лавовым материалом. Все эти образования также собраны в по-



Фиг. 1. Схематизированные разрезы рудоносных районов в период рудообразования (вертикальный масштаб вдвое больше горизонтального):

a — первый тип развития района, верхний ярус: 1 — граносениты; 2 — кварцевые диориты, 3 — жерловые фации кислых эффузивов; 4 — пирокласты кислых пород; 5 — андезитовые порфириты; 6 — туфы и туфобрекчи порфиритов; 7 — конгломераты, песчаники, известняки; нижний ярус: 8 — гранитоиды батолитов; 9 — нижнепалеозойские отложения; 10 — докембрийские образования; 11 — разломы; 12 — месторождения и вертикальный размах оруденения;

б — второй тип развития района: 1 — породы складчатого основания; 2 — андезитовые порфириты; 3 — эффузивно-осадочные отложения; 4 — туфы кислых пород; 5 — лавы кислых пород; 6 — порфириты, песчаники, туфы и туфолавы кварцевых порфиров; 7 — жерловые фации кислых эффузивов; 8 — субвулканические интрузивы кислых пород; 9 — гранит-порфиры и граносенит-порфиры; 10 — разломы; 11 — месторождения и вертикальный размах оруденения

логии, брахиформные складки, длинные оси которых, как правило, ориентированы несогласно по отношению к тектоническим элементам, проявленным в складчатом основании. Разрез отложений верхнего яруса обычно начинается мощной толщей эффузивных пород среднего состава, которые перекрываются лавами и туфами дацитовых порфиров, кварцевых порфиров и фельзит-порфиров. Среди кислых эффузивов исключительно широко распространены жерловые фации, приуроченные к региональным разрывам, около которых видны многочисленные послойные инъекции и лавовые потоки. Все вулканогенные породы верхнего яруса прорываются различными по размерам субвулканическими интрузивами кварцевых порфиров и связанными с ними более поздними интрузи-

вами гранит-порфиров, граносиенит-порфиров и кварцевых сиенит-порфиров. После этих интрузий происходило внедрение многочисленных даек кислого, основного и щелочного состава, непосредственно предшествующих урановому оруденению.

Формирование кислых эффузивно-осадочных образований верхнего яруса, поздний магматизм и завершающая этот процесс послемагматическая гидротермальная деятельность охватывают значительный интервал времени, нередко достигающий одного или двух геологических периодов (80—100 млн. лет). В течение этого времени отмечаются многократные возобновления вулканической деятельности, которые приводили к образованию разновозрастных жерловых фаций и субвулканических интрузивов.

Несмотря на некоторые отмеченные различия в строении ураноносных районов, формирование верхнего яруса в обоих случаях происходило в близповерхностных и континентальных условиях, на фоне широкого проявления крупных разрывов, создавших общее глыбовое (блоковое) строение районов. Разрывы, контролирующее площадное размещение покровных эффузивов и их жерловых фаций, а также субвулканических интрузивов, как правило, развивались по границам интрагеоантиклиналей, а в пределах последних — по границам более мелких блоков, с различной историей геологического развития. Такие разрывы проявлялись во время накопления вулканогенных отложений. В связи с этим блоки, разграниченные ими, отличаются друг от друга стратиграфическими разрезами, фациальными особенностями отложений и их мощностями, а также проявлением магматической деятельности. Участки наибольшего развития жерловых фаций кислых эффузивов и субвулканических интрузивов, как правило, тяготеют к местам изгибов, сопряжений, а также пересечений разрывов, развитых как внутри геоантиклиналей, так и по их обрамлению. Отмеченные разломы, несомненно, имеют глубокое заложение, длительную историю развития и характеризуются постепенным затуханием амплитуды перемещений во времени.

Положение рудных полей гидротермальных урановых месторождений контролируется указанными выше разломами; они пространственно тяготеют к участкам наибольшего развития жерловых фаций кислых эффузивов и субвулканических интрузивов, которые различаются по условиям образования и возрастным соотношениям с гидротермальным урановым оруденением.

Все ранние жерловые фации и послонные внедрения кислых пород, включая и наземные вулканические аппараты, отделены от рудообразования значительным отрезком времени. Они отнесены нами к первой группе магматических тел, вмещающих оруденение.

Ко второй группе относятся поздние субвулканические интрузивы различных размеров, формирующиеся позже экструзией первой группы. По возрасту и пространственному положению они наиболее близки к гидротермальным урановым рудопроявлениям. Тем не менее и эти интрузивы отделены от периода рудообразования отрезком времени, в который происходило внедрение даек кислых, основных и субщелочных пород, непосредственно предшествующих оруденению.

Экструзивные образования и субвулканические интрузивы различаются между собой и по глубине формирования. Первые из них образуются в близповерхностных либо в поверхностных условиях и лишь после остывания перекрываются более молодыми выбросами и покровами; вторые — поздние — интрузивы внедряются в эффузивные породы по границам формационных подразделений. Для некоторых районов определенно устанавливается, что корневые части таких интрузивов переходят в грибообразные раздувы и пластовые инъекции на глубинах, достигающих 1000—1500 м от поверхности (см. фиг. 1).

Жерловые фации экструзивных тел и субвулканические интрузивы несколько различаются по своему пространственному положению относительно крупных региональных разрывов.

Корневые части субвулканических интрузивов обычно располагаются непосредственно в зонах крупнейших разрывов, в то время как экструзивы нередко оказываются удаленными от них на незначительные расстояния. Эта особенность наиболее ярко проявлена в верхних частях разрывов эффузивных тел, где развивается большое количество сателлитовых ответвлений и послойных инъекций, внедрившихся вдоль более мелких нарушений, сопровождающих региональные разрывы. Несколько отличающееся положение отмеченных магматических тел относительно крупных разрывов, по-видимому, связано с различной глубиной их становления, а также с общим затуханием блоковых перемещений по разломам ко времени формирования субвулканических интрузивов. В связи с этим жерловые фации экструзивов при незначительном эрозионном срезе располагаются как в пределах разрывов, так и в широкой полосе, примыкающей к ним, в то время как субвулканические интрузивы образуют локальные группы, приуроченные к разломам.

Экструзивные образования весьма близки по своему облику, текстурным и структурным признакам, а также и петрохимическим чертам к покровным аналогам. При этом лишь местами устанавливаются незначительные фациальные различия пород жерловой фации и покровов, выражающиеся в изменении степени раскристаллизации основной массы, величине и количестве порфировых вкрапленников, а также в насыщенности лавового материала обломками вмещающих пород. Кроме того, для жерловых фаций характерны резкие изменения элементов залегания контактов пород, появление разновозрастных эруптивных брекчий и специфическая ориентировка линейных текстур и трещин первичной отдельности, которые подчеркивают прорывающее залегание этих фаций по отношению к вмещающим покровным образованиям.

В отличие от экструзивов, поздние субвулканические интрузивы характеризуются отчетливой порфировой текстурой с относительно хорошо раскристаллизованной, но мелкозернистой основной массой. Они обычно имеют резкие прорывающие контакты с вмещающими породами и образуют маломощные, но отчетливые зоны закалки. По текстурно-структурным особенностям породы интрузивов резко отличаются от покровных образований и по существу весьма близки к поздним порфировым интрузивам, которые подробно описывались в геологической литературе (Коптев-Дворников и др., 1960; Соболев, 1960).

В участках глубоких эрозионных срезов многие отмеченные выше специфические особенности, характерные для рассматриваемых магматических образований обеих групп, проявляются менее отчетливо, а местами, вероятно, стираются совершенно. Необходимо напомнить, что в зонах таких глубоких срезов, как правило, отсутствуют и промышленные урановые месторождения. Не разбирая этот вопрос подробно, укажем, что данное обстоятельство, по-видимому, связано с величиной вертикального размаха оруденения и глубиной его формирования (Лукин, Сонюшкин, 1958).

Разделение рудовмещающих поздних магматических образований на экструзивные — жерловые фации и субвулканические интрузивы нельзя рассматривать в качестве генетического подразделения поздних субвулканических формаций. Тем не менее оно характеризует соотношение этих образований с оруденением по возрасту и позволяет различать структурно-геологические особенности урановых месторождений в зависимости от их приуроченности к той или иной группе рассматриваемых пород. Кроме того, это разделение по существу подчеркивает различные типы связи оруденения с указанными магматическими образованиями.

Проведенные исследования показывают, что субвулканические интрузивы, по-видимому, тесно связаны с оруденением единством магматического очага, в то время как кислые экструзивы значительно оторваны во времени от периода рудообразования и, вероятно, сформировались из других магматических очагов (Коптев-Дворников и др., 1960). В соответствии с этим целесообразно рассматривать геологическую структуру урановых гидротермальных месторождений в зависимости от приуроченности их к отмеченным выше двум основным группам магматических тел. Кроме того, внутреннее строение и морфология рудных залежей, приуроченных к жерловым фациям, в значительной степени зависят от положения месторождений и вмещающих их пород в различных структурных ярусах рудоносных районов. По специфике структуры здесь отчетливо выделяются месторождения, располагающиеся в корневых частях эффузивов среди складчатого основания и батолитовых интрузивов, и месторождения, тяготеющие к жерловым фациям перекрывающих эффузивов.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА УРАНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ, ПРИУРОЧЕННЫХ К ЖЕРЛОВЫМ ФАЦИЯМ КИСЛЫХ ЭФФУЗИВОВ

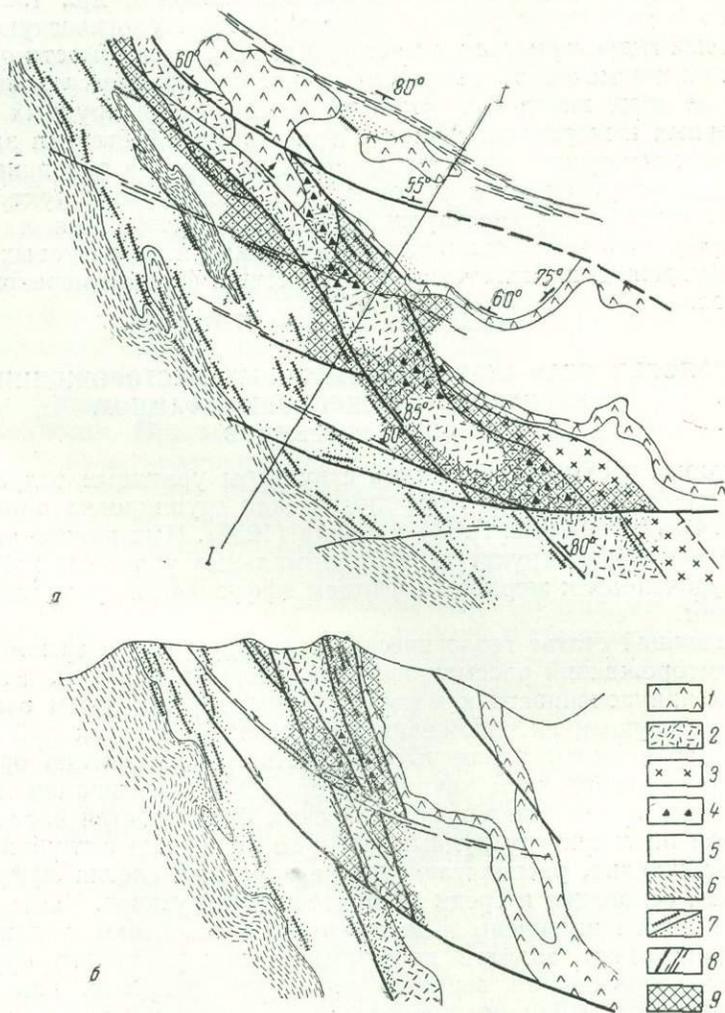
Некоторые черты геологической структуры урановых гидротермальных месторождений и их морфологическая группировка приведены в статье Л. И. Лукина и Е. П. Сонюшкина (1958). Ими кратко рассмотрены и геологические структуры гидротермальных урановых месторождений, приуроченных к жерловым фациям эффузивов и субвулканическим интрузивам.

В настоящей статье геологические структуры гидротермальных урановых месторождений рассматриваются, главным образом, в зависимости от их приуроченности к магматическим образованиям отмеченных выше двух групп и их положения в разрезе рудоносных районов. При этом подчеркиваются различные возрастные соотношения оруденения и вмещающих пород, роль крупных разрывов в локализации месторождений, а также влияние морфологических особенностей экструзивов и интрузивов на структуру рудных тел и ее изменение с глубиной.

Месторождения, располагающиеся в корневых частях эффузивов, в складчатом основании и среди батолитовых интрузивов. Чаще всего эти месторождения приурочены к долгоживущим разрывам, заложение которых происходило задолго до формирования уранового оруденения. В период образования верхнего яруса эти разрывы, как правило, вновь подновлялись. По ним происходили интенсивные перемещения блоков, к ним нередко тяготели корневые части экструзивов, поздние малые интрузивы и гидротермальные образования.

На фиг. 2 приведены схематизированные, обобщенные план и разрез месторождения подобного типа. Здесь мы видим исключительно сложное внутреннее строение рудоносной зоны и положение уранового оруденения. Рудные тела таких месторождений обычно располагаются в эндоконтактной зоне крупных массивов гранитоидов и складчатого основания, в зонах долгоживущих разрывов, которые контролируют размещение даек и мощных безрудных кварцевых жил, связанных с батолитовыми интрузивами. К рудовмещающей зоне разрывов также бывают приурочены и значительно более молодые изверженные породы и гидротермальные проявления, связанные с поздним магматизмом. Среди этих изверженных пород выделяются наиболее ранние — дайкоподобные тела фельзит-порфиров и кварцевых порфиров, которые являются корневыми частями эффузивов «наложенного» яруса и прорываются более поздними малыми интрузивами и дайками средних, субщелочных и основных

пород. Фельзит-порфиры не связаны постепенными переходами с покровами кислых пород, но, вероятно, являются их жерловыми фациями, так как весьма близки по относительному возрасту и обнаруживают многие черты сходства в геологическом положении, составе и строении.



Фиг. 2. Схема геологического строения месторождения, приуроченного к жерловым фациям кислых эффузивов в зоне крупного разлома:

а — схематический план; б — разрез по линии I—I; 1 — породы среднего состава; 2 — фельзит-порфиры; 3 — кварцевые порфиры; 4 — лавобрекчии фельзитов; 5 — гранодиориты; 6 — сланцы; 7 — кварц-сульфидные жилы, зоны окварцевания; 8 — разрывы; 9 — рудные тела

Все изверженные породы на месторождениях обычно пересекаются жилами и прожилками кварц-сульфидного, карбонат-сульфидного, кварца и карбонат-смолякового состава, сформировавшимися в несколько последовательных стадий минералообразования.

Рудные тела урановых месторождений, как правило, тяготеют к контактовой зоне отмеченных кислых экструзивов и вмещающих их гранодиоритов. Несмотря на тесную пространственную связь урановой минерализации с указанными выше породами, их формирование во времени

значительно разорвано. В период, разделяющий внедрение кислых экстрюзивов и образование урановых рудных тел, происходило внедрение малых интрузий среднего и кислого состава, обильной серии даек основного, среднего и субщелочного состава, а также ранних гидротермальных образований. Отмеченная выше пространственная связь экстрюзивов и минерализации обусловлена, по-видимому, их приуроченностью к одним и тем же долгоживущим разрывам, проявившимся во время образования эффузивов и оруденения.

Трещинная структура подобных месторождений обычно определяется широким проявлением двух систем разноориентированных разрывных нарушений, каждая из которых играла главенствующую роль на различных этапах развития рудовмещающей зоны разрывов. Крупные линейные и протяженные тектонические швы главного направления, развивающиеся в контактовой зоне интрузивов, гранитоидов и вмещающих пород, как правило, были заложены в период формирования складчатого основания и батолитовых интрузивов. Морфологически они представляют собой линейные полосы сближенных тектонических трещин, к которым нередко бывают приурочены дайковые породы и послемагматические ранние образования.

При формировании верхнего, наложенного яруса отмеченная выше линейность зоны разрывов существенно нарушается в связи с широким проявлением секущих тектонических швов и мелких нарушений. На участках пересечений возникают крестообразные структуры, к которым обычно и тяготеют жерловые фации эффузивов, тела малых интрузивов, дайки и особенно более молодые гидротермальные проявления.

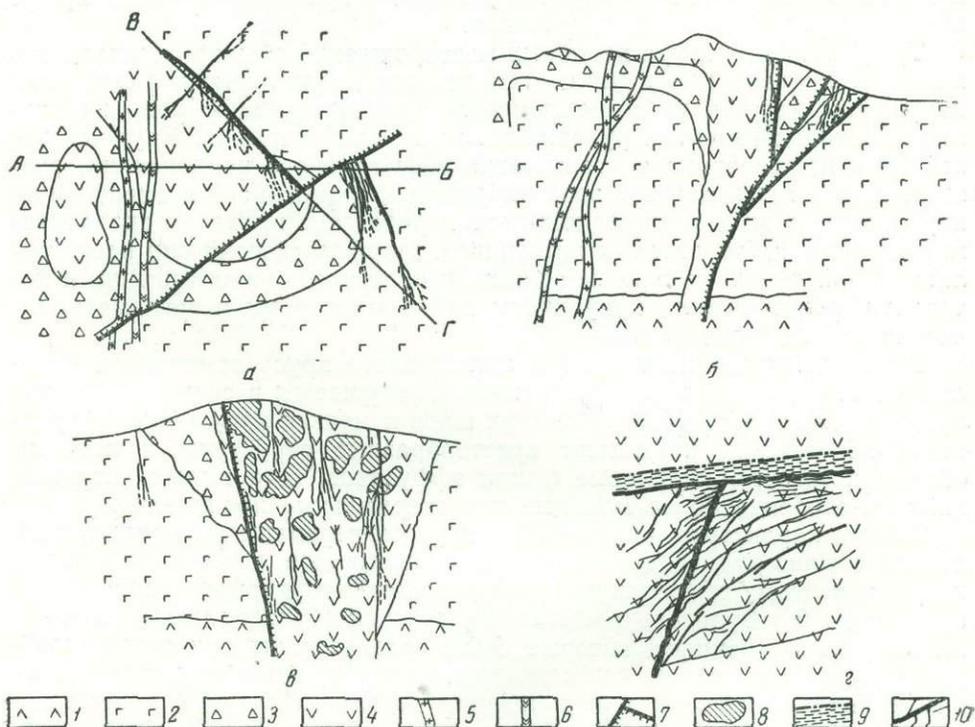
Весьма характерно, что наиболее крупные перемещения в предрудный период обычно происходили вдоль секущих трещин, которые приводили к существенному обновлению ранее заложённых разрывов главного направления. В результате в местах пересечений образовались локальные штокверковые трещины, которые были использованы при минералообразовании. Установлено, что перемещения по крупным секущим разрывам в период развития минерализации носили сбросовый характер, в связи с чем в ихисячем боку широко проявлялись системы мелких сопряженных взбросов и пологопадающих (оперяющих) трещин отрыва.

Как те, так и другие мелкие трещины обычно наиболее распространены на участках, где условия залегания рудовмещающих экстрюзивов и ранних додайковых кварцевых жил резко изменяются, образуются выступы и теряется линейность контактов. Эти трещины обычно параллельны в плане секущим нарушениям, но падают им навстречу и ориентированы почти вкрест основной зоны разрывов. В двухгранных углах, образованных пересекающимися поверхностями тектонических швов, такие трещины нередко создают тонкую сеть мелких трещин, практически не выходящих за пределы основной зоны разрывов; на других участках они образуют типичные структуры «лестничных» жил. Морфология рудовмещающих трещин, а также их геологическое положение указывают на то, что в период рудообразования они находились в состоянии большего приоткрытия, чем крупные тектонические швы, со сбросовыми перемещениями.

Весьма характерно, что подавляющее большинство указанных выше рудных трещин выклинивается на коротких расстояниях по простиранию, падению и восстанию и по существу представляет собой так называемые «слепые» трещины.

Такая трещинная структура типична лишь для верхних горизонтов месторождения, где развиты штокверковые рудные тела. Они, как правило, располагаются на участках, где основную зону разрывов пересекают более молодые нарушения. При этом рудные тела вытянуты здесь вдоль основной зоны разрывов и удалены по ней от непосредственного

пересечения на значительные расстояния. По мере увеличения глубины вскрытия месторождений устанавливается, что рудные тела приближаются к зонам секущих трещин и по существу образуют «раструб». В верхней части такого «раструба» наиболее богатые руды оказываются приуроченными к участкам, где интенсивно проявлена мелкая трещиноватость в гидротермально переработанных породах.



Фиг. 3. Схема геологического строения месторождения, приуроченного к некку в участке сочленения двух разломов:

а — план поверхности; б — разрез по А — Б; в — разрез по В — Г; г — деталь строения рудного тела; 1 — порфириты; 2 — кварцевые порфириты; 3 — туфо- и лавобрекчии кварцевых порфириров; 4 — бурые кварцевые порфиры; 5 — дайки кварцевых сиенит-порфириров; 6 — дайки диабазовых порфириров; 7 — разломы; 8 — рудные тела; 9 — тектоническая глина трения; 10 — кварц-сульфидные прожилки

На нижних горизонтах месторождений подобная мелкая трещиноватость играет значительно меньшую роль в распределении оруденения. Здесь рудные тела также располагаются в участках пересечения разрывов двух направлений, но представлены линейно-трещинными рудными зонами и жилами незначительной мощности. Пространственно они приурочиваются к сопряженным взбросам, ориентированным и вдоль основной зоны разрывов, и вкрест ее простирания. Участки наибольшей концентрации металла при этом обычно тяготеют к местам изгиба рудовмещающих трещин по простиранию и падению, которые в период рудообразования были относительно приоткрытыми. Отмеченные изменения трещинной структуры на месторождениях этого типа происходили постепенно и на различной глубине от поверхности, существовавшей в период рудообразования. Такие изменения представляют собой проявление зональности трещинных структур по падению, которая рассматривалась в геологической литературе (Крейтер, 1956).

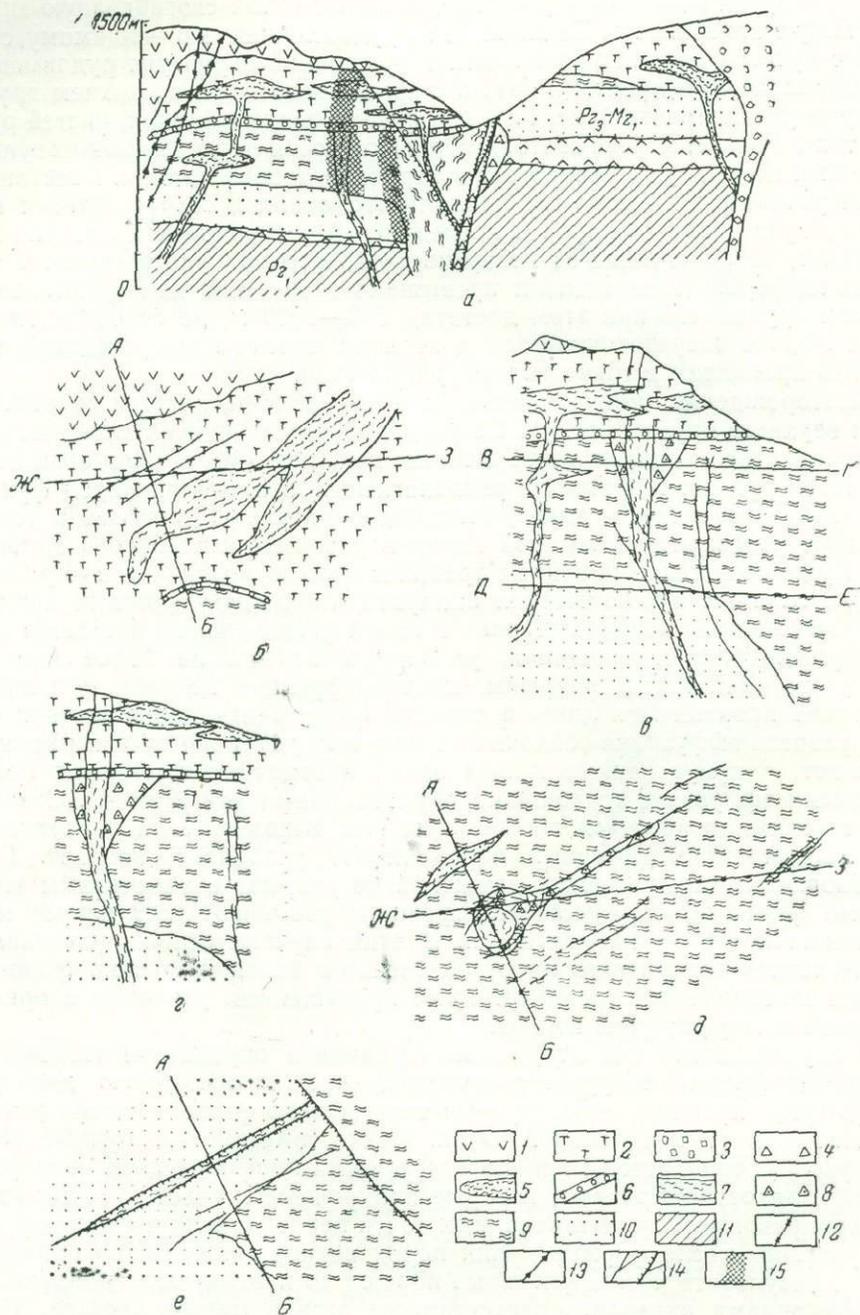
Относительно глубины формирования верхних частей подобных месторождений можно отметить следующее. Установлено, что они чаще

всего располагаются непосредственно под верхним ярусом, нижняя часть которого в данном случае представляет собой своеобразную экранную поверхность. Ее влияние на рудоотложение, по-видимому, связано с существенными различиями в трещинной структуре рудовмещающих разрывов в пределах батолитового основания и в верхнем ярусе, которые рассмотрены ниже. Глубина формирования верхних частей рудных тел в данном случае соответствует мощности перекрывающих вулканических пород, существовавших в период рудообразования. Восстановление разрезов на основании фациального анализа сохранившихся выходов пород верхнего яруса и последующей тектонической истории показывает, что расстояние от поверхности до верхних частей рудных тел таких месторождений едва ли превышало 1200—1800 м. Вертикальный размах оруденения при этом достигал 500—1000 м, но основная масса руды обычно сосредоточивается в верхних частях месторождений, где широко проявлены штокверковые рудные тела.

Месторождения, приуроченные к эффузивно-осадочным образованиям верхнего яруса (фиг. 4). Обычно эти месторождения залегают выше складчатого основания не более чем на 1000—1500 м. При этом нижние части рудных тел иногда располагаются в пределах пород фундамента. Пространственно такие месторождения также тяготеют к региональным разрывам длительной истории развития и глубокого заложения. Рудовмещающие линейные трещины обычно возникают в жерловых фациях главных вулканических аппаратов либо в сателлитовых некках, располагающихся непосредственно в зонах региональных разрывов или в сопровождающих трещинах, удаленных от них не более чем на 1,5—2 км. Некоторые разрывы, контролирующие положение некков, отчетливо проявляются лишь в породах фундамента или в нижних частях разреза эффузивно-осадочных толщ; выше по разрезу эти разрывы затухают, а приуроченные к ним некки иногда перекрываются более молодыми эффузивно-осадочными образованиями (см. фиг. 4). Связанные с такими разрывами погребенные или выходящие на поверхность корневые части эффузивных пород имеют различный возраст. При возобновлении тектонических движений по разрывам, залеченным жерловыми фациями, образующиеся трещины рассекают тела некков или развиваются в зоне их контактов. В этих случаях обычно устанавливается четкая взаимосвязь пространственного положения и морфологии мелких тектонических трещин и более протяженных разломов с ориентировкой и морфологией некков.

В случае, когда гидротермальное урановое оруденение тяготеет к жерловым фациям эффузивов, выходящим на современную дневную поверхность, промышленные рудные тела обычно располагаются непосредственно в их центральной части. Некки, вмещающие рудные тела (см. фиг. 3), чаще всего сложены кварцевыми порфирами, их лавобрекчиями и лавоагломератами, которые приурочены к участку сочленения крупных разрывов, ориентированных почти перпендикулярно друг другу. Эти разрывы после формирования пород некков существенно обновлялись, в результате чего эруптивные породы по контактам с вмещающими эффузивами оказались рассеченными серией мелких трещин. При этом наиболее интенсивная сопряженная трещиноватость проявилась на участках пересечения разрывов. Так же, как и в предыдущем случае, гидротермальная минерализация моложе самых поздних даек субщелочных и основных пород и значительно оторвана во времени от периода формирования рудовмещающих эффузивов.

Урановые рудные тела сложены прожилками и жилами карбонатно-смолякового состава, которые сформировались позже многочисленных разновозрастных кварц-полевошпатовых, кварц-гематитовых и кварц-сульфидных жил и прожилков.



Фиг. 4. Схема геологического строения месторождения, приуроченного к погребенному некку:

а — положение рудовмещающих некков и рудных тел относительно крупного разлома (вертикальный масштаб в два раза больше горизонтального); б — план поверхности участков; в — разрез по А—В; г — разрез по Ж—З; д — сечение по В—Г; е — сечение по Д—Е; 1 — бурые кварцевые порфиры; 2 — светлые туфы кварцевых порфиров; 3 — лавобрекчии фельзитов и кварцевых порфиров; 4 — лавобрекчии кварцевых порфиров; 5 — бурые флюидалльные фельзиты; 6 — песчаники и туфопесчаники; 7 — розово-серые фельзиты; 8 — лавобрекчии; 9 — кварцевые порфиры; 10 — песчаники и туфопесчаники; 11 — породы складчатого фундамента; 12 — дайки кварцевых порфиров; 13 — дайки диабазовых порфиритов; 14 — разломы; 15 — оруденение

Урановое оруденение располагается только в некке и не выходит за его пределы, во вмещающие эффузивные породы; обычно оно прослеживается на значительную глубину (до 800 м). На верхних горизонтах рудные тела имеют форму уплощенных столбов, линз и гнезд, образующих сложные линейно-трещинные рудные зоны (см. фиг. 3); они пространственно тяготеют к секущим нарушениям. Кроме того, на внешней стороне некков параллельно их наклоненным контактам часто развиваются пологопадающие крупные тектонические швы, висячем боку которых широко проявлены крупные оперяющие трещины, вмещающие оруденение. С глубиной эти трещины исчезают, и рудные тела выклиниваются. Около основных крутопадающих разрывов количество оперяющих рудных трещин с глубиной также постепенно уменьшается, в связи с чем структура подобных месторождений изменяется и приобретает жильный характер. При этом ранние гидротермальные образования и карбонатно-смоловые прожилки располагаются в главных тектонических разрывах, особенно на участках их изгибов по падению и простиранию.

Реже встречаются месторождения, приуроченные к погребенным неккам. В таких случаях рудовмещающие жерловые фации эффузивов прорывают и перекрывают нижние толщи существенно туфовых и осадочных отложений и в свою очередь погребены под более молодыми вулканогенными породами (см. фиг. 4). Накопление этих толщ обычно сопровождалось появлением разновозрастных жерловых фаций эффузивов, перекрываемых осадочными отложениями. Последнее обстоятельство фиксируется рядом несогласных налеганий отдельных пластов осадочных пород на покровы эффузивов в верхней и средней частях разрезов. Все эффузивно-осадочные породы, как правило, прорваны штоками и дайками кварцевых порфиров и гранит-порфиров, дайками лампрофиров и диабазовых порфиритов. После внедрения дайковой серии в зонах разрывов, контролирующей положение жерловых фаций, формировались крупные кварцевые, кварц-барит-флюоритовые жилы с сульфидами меди и свинца, а затем и урановое гидротермальное оруденение. Последнее пространственно несколько оторвано от более ранних жил и приурочено к поздним, наложенным на древние некки, тектоническим трещинам. Наличие отмеченных выше трех разновозрастных толщ эффузивно-осадочных отложений обуславливает появление существенных различий в трещинной структуре месторождений описываемой группы по падению.

Кроме того, эти различия также зависят от внутреннего строения и морфологии погребенных некков, к которым пространственно тяготеют рудовмещающие трещины.

В верхней толще эффузивов, расположенных непосредственно над погребенными некками (см. фиг. 4), рудовмещающие тектонические нарушения, как правило, проявлены не отчетливо. Они редко встречаются и представлены единичными маломощными швами или серией сближенных между собой мелких тектонических трещин, ориентированных близко параллельно друг другу. Каждая из таких трещин и трещинные зоны имеют прямолинейные очертания и не сопровождаются диагонально ориентированными трещинами оперения. Такие тектонические нарушения очень часто затухают на коротких интервалах по простиранию и падению (через 20—50 м) или переходят в маломощные безрудные тектонические швы. Современной дневной поверхности достигают лишь некоторые рудовмещающие трещины, большинство же их затухает, не доходя до нее; такие трещины являются «слепыми». Рудовмещающие разрывы относительно друг друга часто располагаются кулисообразно. В одних случаях между ними связь отсутствует, в других — они соединены мелкими тектоническими швами-просечками.

В средней толще, вмещающей погребенные некки, структура рудовмещающих трещинных зон зависит от внутреннего строения и морфологии этих некков. Последние обычно в верхней части сложены двумя или тремя разновидностями пород, среди которых отчетливо выделяются разновозрастные эруптивные брекчии, чаще всего развивающиеся по краям некков. Центральные части их обычно сложены фельзит-порфирами и кварцевыми порфирами. Некки здесь часто имеют овальную форму, в плане усложненную апофизами, занимают значительные площади и характеризуются пологопадающими контактами с вмещающими породами. С глубиной, как правило, эруптивные брекчии выклиниваются, и жерловая часть оказывается сложенной лишь одной разновидностью пород; при этом форма некков также с глубиной изменяется и становится дайкообразной (см. фиг. 4).

Основные зоны развития рудоносных трещин и сами линейные трещины располагаются параллельно неккам, а часть из них приурочена к контактам и в целом повторяет все главнейшие изгибы их по простиранию и падению. Эти трещины более многочисленны и, в отличие от трещин, расположенных в перекрывающих толщах, компактны; на изгибах они сопровождаются серией сопряженных трещин скалывания и разрыва. Трещины, приуроченные к контактам некков, по восстанию, при переходе в перекрывающие породы, и по простиранию, удаляясь от некка, — обычно изменяют падение, разветвляются на ряд более мелких швов и затухают. В этом случае их строение аналогично строению трещинных зон, расположенных вне некков на участках их выклинивания. Многие тектонические трещины, развитые вдоль контактов пород некков, с глубиной резко увеличиваются по протяженности и мощности.

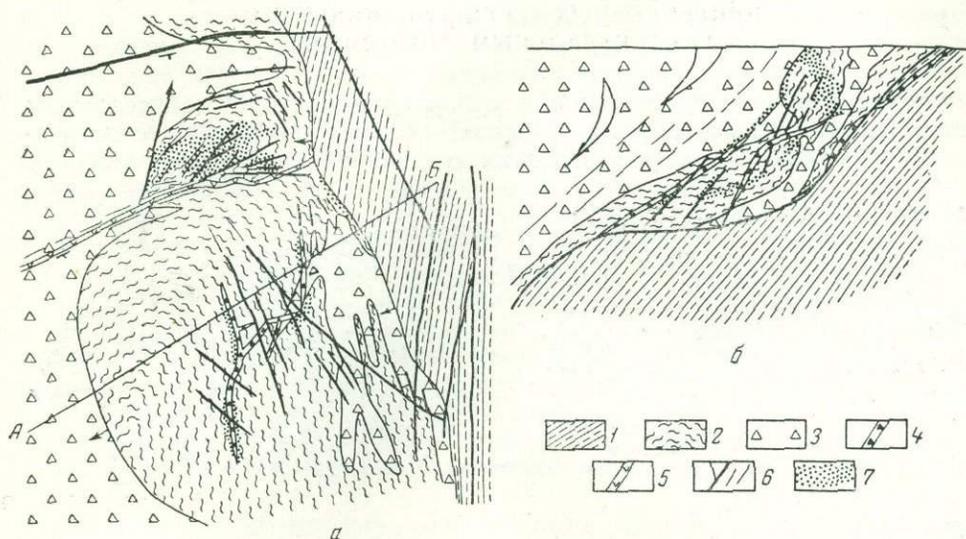
В нижних частях месторождений, где развиты разновозрастные пласты пород существенно осадочных толщ либо породы складчатого фундамента, отличные по своим физико-механическим свойствам, степень тектонической нарушенности резко возрастает. На фиг. 4 показано, что среди более древних образований, представленных песчаниками, туфопесчаниками и агломератами, развиты рудоносные трещины и крупные рудоконтролирующие разрывы двух направлений, в то время как в перекрывающей толще — маломощные трещины одного лишь из этих направлений. Уменьшается с глубиной и количество мелких рудовмещающих трещин, а крупные разрывы становятся более мощными и характеризуются большими амплитудами перемещений. Обычно в верхней части разреза отсутствуют значительные перемещения контактов пород по рудовмещающим трещинам в вертикальном и горизонтальном направлениях (до 1—2 м). На глубине перемещения достигают первых десятков метров и реже — более 100 м.

Для рассматриваемой группы месторождений весьма характерны линейно-трещинные типы структур рудных тел; штокверковые рудные тела имеют подчиненное значение. Последние развиваются в местах сопряжения разноориентированных крупных разломов или в некках, на участках их пологих перегибов. На фиг. 4 показан штокверк, возникший в подобном месте; здесь крупная тектоническая трещина, приуроченная к дайкообразной апофизе, при приближении к некку расщепляется на ряд более мелких и постепенно затухает.

В линейно-трещинных рудных зонах оруденение располагается обычно не по всей длине рудовмещающих трещин. Наиболее благоприятными являются места изгибов, участки выклинивания и разветвления, а также места сопряжения тектонических нарушений различных направлений. Рудные прожилки чаще всего сложены колломорфной урановой смолкой с молибденитом, галенитом и сопровождаются вкрапленностью галенита и пирита во вмещающих породах. Оруденение имеет прожилково-вкрапленный и вкрапленный характер: вкрапленное оруде-

нение более типично для пористых туфогенных пород и эруптивных брекчий, в то время как прожилково-вкрапленные руды образуются вдоль рудовмещающих трещин, рассекающих хрупкие породы — фельзиты и кварцевые порфиры.

Известны сложные рудные штокверки, развивающиеся в жерловых фациях флюидалных фельзитов и их лавобрекчий (фиг. 5). Рудные



Фиг. 5. Схема геологического строения месторождения, приуроченного к вулканическому очагу линейного типа:

а — план; б — разрез по А—Б; 1 — туфопесчанки; 2 — флюидалные фельзиты; 3 — лавобрекчии и туфобрекчии фельзитов; 4 — «дайки» туфолоав; 5 — дайки кварцевых микродиоритов; 6 — тектонические нарушения, трещины; 7 — рудные тела

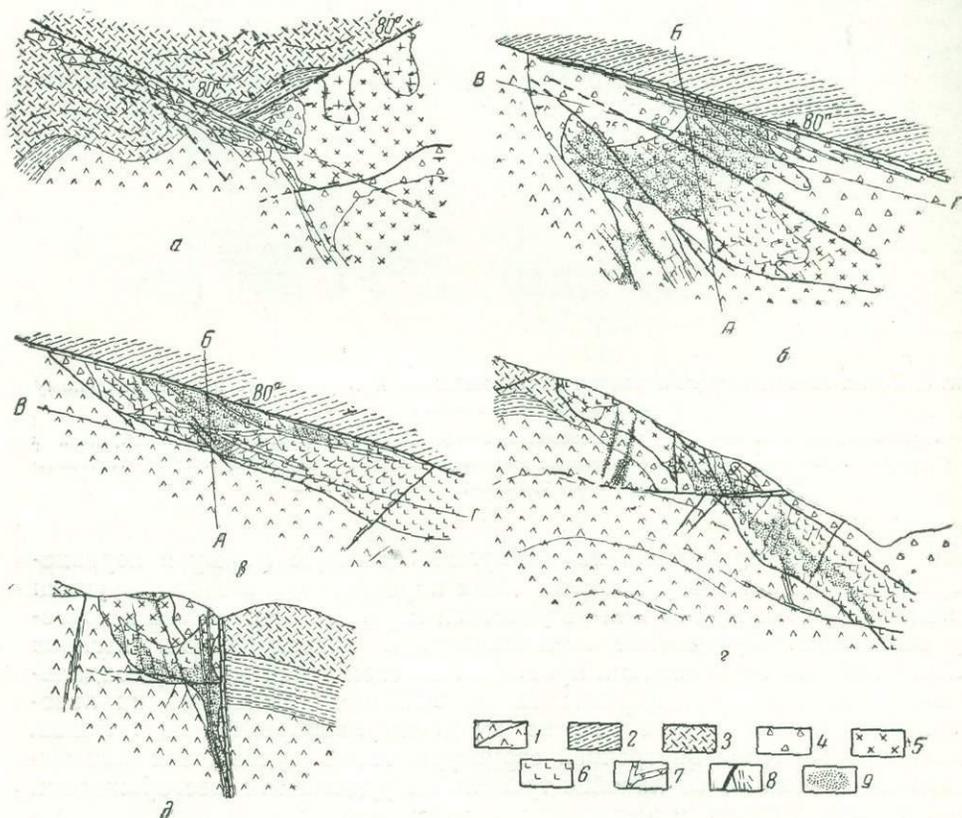
тела таких месторождений имеют крайне сложную форму и неравномерно распределены в рудовмещающих породах. Они концентрируются в пологих частях неков или на участках перехода от пологого к крутому залеганию. Оруденение локализуется в местах резких изгибов флюидалности по падению и простиранию, схождения полос флюидалности двух или трех направлений, на контактах фельзитов их лавобрекчий, а также вблизи апофиз и «даек» лавобрекчий и туфолоав. Детальное изучение внутренней структуры таких рудных тел показывает, что в отличие от линейно-трещинных рудных зон месторождений этой группы рудная минерализация здесь развивается вдоль флюидалности фельзитов, тонкой трещиноватости, в местах пересечений пород относительно крупными тектоническими швами.

Богатые рудные скопления в пределах рудных тел характеризуются проявлением прожилков урановой смолки с молибденитом, иногда карбонатом, по трещинам двух-трех направлений. Помимо рудных прожилков, здесь широко распространена тонкая вкрапленность урановой смолки. Нередко богатые рудные участки приурочиваются к брекчиям, в цементе которых широко развиты турмалин, биотит, хлорит, кварц и сульфиды железа, свинца, меди и других металлов. Такие брекчии образуют своеобразные небольшие зоны неправильной формы с плотной упаковкой различно ориентированных обломков флюидалных фельзитов. Известны участки рудоносных штокверков, приуроченные к секущим разрывам или поздним дайкам микродиоритов. В последнем случае контакты даек обычно сорваны, и вдоль них развиты параллельные текто-

нические швы. Рудные тела, в которых урановая смолка развивается по мелким трещинам и флюидалности, имеют различные размеры и отличаются чрезвычайно сложной морфологией; часто они резко изменяют простирание и падение, характеризуются раздувами и пережимами.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА УРАНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ, ПРИУРОЧЕННЫХ К СУБВУЛКАНИЧЕСКИМ ГИПАБИССАЛЬНЫМ ИНТРУЗИВАМ

Месторождения, тяготеющие к субвулканическим гипабиссальным интрузивам, располагаются в районах, сходных по своему геологическому строению и истории развития с описанными выше районами



Фиг. 6. Схема строения месторождения, приуроченного к субвулканическому интрузиву: *а* — план поверхности; *б* — план верхнего горизонта; *в* — план нижнего горизонта; *г* — продольный разрез по *В-Г*; *д* — поперечный разрез по *А-Б*; 1 — андезитовые порфириды; 2 — туфы кварцевых порфиров, туффиты, туффесчаники, сланцы; 3 — туфы и туфолавы кварцевых порфиров, фельзит-порфиров; 4 — экструзивные туфолавы и лавобрекчии кварцевых порфиров; 5 — интрузивные кварцевые порфиры и гранит-порфиры; 6 — граносиенит-порфиры; 7 — дайки диабазовых порфиров; 8 — разломы и другие тектонические нарушения; 9 — урановое оруденение

(см. фиг. 1). Рудовмещающие интрузивы являются наиболее молодыми магматическими образованиями в этих районах. Они чаще всего располагаются под тонкой «покрышкой» эффузивных пород верхнего структурного яруса и образуют грибообразные залежи (фиг. 6). Их положение отчетливо контролируется крупными долгоживущими разрывами глубокого заложения.

Среди этих интрузивов выделяются многофазные тела кварцевых порфиров, гранит-порфиров, граносиенит-порфиров и других пород. Интрузивы обычно прорываются дайками сиенит-порфиров, лампрофиров, гранофиров и диабазовых порфиритов, которые нередко тяготеют к зонам крупных разрывов и образуют дайковые пояса. Форма интрузивов в какой-то степени зависит от крупных крутопадающих и иногда пологих тектонических нарушений. Корневые части интрузивов, как правило, располагаются непосредственно в зонах крутопадающих разломов. На верхних горизонтах интрузивы чаще всего образуют межформационные грибообразные залежи, сопровождающиеся небольшими послыжными апофизами, развивающимися вдоль пологих срывов по границам эффузивных пород различного состава. На этих участках в интрузивах, по подошве и кровле, отчетливо выделяются фельзитовидные породы (нередко флюидалные), которые сопровождаются развитием лавобрекчиевых и жерловых разностей. Более поздние и относительно хорошо раскристаллизованные породы чаще всего располагаются вдоль подошвы интрузивов. В близповерхностной зоне выходы этих пород вытягиваются в виде цепочек в контактовой части интрузивов и вмещающих пород и с глубиной полого склоняются к контролирующим разрывам. На более глубоких горизонтах (см. фиг. 6) интрузивы обычно имеют форму крутопадающих дайкообразных или штокообразных тел, сложенных в основном более раскристаллизованными породами поздних фаз внедрения магматических расплавов. При этом площади интрузивов с глубиной резко уменьшаются; они располагаются непосредственно в зонах разломов.

Детальными структурно-геологическими исследованиями устанавливается отчетливое различие в строении разломов в пределах интрузивов и в разновозрастных вмещающих их породах, что по существу отражает специфику развития разломов в различные структурные этапы. Среди древних эффузивных образований они обычно представлены хорошо проявленными тектоническими швами, заполненными глиной трения и милонитами мощностью до первых метров. Главные тектонические поверхности сопровождаются широкими полосами раздробленных и трещиноватых пород, среди которых выделяются крупные, параллельные разломам грещины, выполненные дайками лампрофиров и диабазовых порфиритов. Среди молодых интрузивов крупные протяженные швы почти не проявлены и разломы фиксируются лишь по зонам мелкой трещиноватости. Разломы чаще всего представлены сбросами и сбросо-сдвигами, амплитуды перемещений по которым постепенно затухали. Устанавливается, что нижние пласты эффузивно-осадочных отложений вмещающих интрузивов обычно перемещены на первые сотни метров (до 500—600 м), а верхние горизонты этих образований — на первые десятки (до 100 м); среди молодых интрузивных пород перемещения составляли лишь первые метры (см. фиг. 6).

Несмотря на незначительные предрудные перемещения по разломам, в рудовмещающих интрузивах и особенно в их контактовых зонах широко проявились тектонические срывы и мелкая трещиноватость. Нарушения в зонах контактов развиты и в верхних, и в нижних частях интрузивов. На участках с пологим залеганием контактов интрузивов возникают пологие тектонические нарушения со сложными волнистыми поверхностями, повторяющими конфигурацию рельефа подстилающих пород. При этом в висячих боках таких разрывов развивались крупные тектонические трещины и обновлялись трещины первичной отдельности. На более глубоких горизонтах, где интрузивы имеют крутое падение, преимущественно возникали крутопадающие разрывы.

В трещинной структуре месторождений, приуроченных к субвулканическому интрузивам, большое значение имеют трещины первичной

отдельности, которые чаще всего и являются основные рудовмещающими трещинами. Среди них преобладают поперечные трещины, ориентировка и положение которых определяются морфологией интрузивных тел. Менее развиты трещины, ориентированные согласно с направлением контактов и под острым углом к ним. В соответствии с этим пространственное положение трещин первичной отдельности существенно отличается в пологопадающих и крутопадающих частях интрузивов. Особенно интенсивно трещины первичной отдельности обновлялись в период рудообразования вблизи относительно крупных пологих и крутых разрывов. При этом во время перемещений по указанным разломам эти трещины оказывались либо оперяющимися трещинами отрыва, либо сопряженными трещинами скалывания.

Рудные тела на месторождениях, приуроченных к интрузивам, обычно представлены штокверками, которые располагаются в контактовой зоне, около отчетливо выраженных тектонических трещин. В пологозалегающих частях интрузивов они имеют форму залежей, примерно согласных с направлением контактов и пологих нарушений. В нижних, «корневых» частях интрузивов рудные тела представлены линейными или столбобразными штокверками, которые имеют крутое падение и залегают также в общем согласно с интрузивами.

Для месторождений описываемой группы весьма характерно, что рудовмещающие трещины штокверков преимущественно развиваются в интрузивах и не выходят за их пределы. Поскольку интрузивы сформировались под «покрышкой» эффузивных пород и нередко к настоящему времени не вскрыты эрозией, рудовмещающие трещины в них и соответственно рудные тела в большинстве случаев являются «слепыми».

Аналогичное положение и строение рудных тел наблюдается на месторождениях, приуроченных к поздним дайкам и дайкообразным телам кислых пород. Обычно мощные дайки сложены гранит-порфирами, которые заполняют крупные разрывы длительного развития и глубокого заложения. По таким разломам наблюдаются неоднократные тектонические подвижки до и после внедрения указанных даек. Урановое оруденение локализуется только в пределах гранит-порфиров, слагающих дайки, и практически не отмечается во вмещающих эффузивах. Рудные тела представлены разреженными штокверками, в строении которых также существенное значение имеют подновленные трещины отдельности, в основном ориентированные поперек даек, как крутопадающие, так и пологие, развивающиеся преимущественно на участках пересечения даек поперечными и диагональными разрывами.

Зональность рудовмещающей структуры на подобных месторождениях проявлена неотчетливо, так как морфология рудовмещающих даек с глубиной существенно не изменяется.

Гидротермальный процесс минералообразования на месторождениях, приуроченных к субвулканическим интрузивам, происходил также многостадийно, на фоне затухающих, незначительных сбросо-сдвиговых перемещений вдоль главных разломов. Штокверковые рудные тела нередко сложены кварц-карбонат-сульфидными, смолково-молибденит-карбонатными и кальцит-флюорит-баритовыми прожилками, которые сформировались в три близкие стадии минералообразования. При этом, в отличие от месторождений, располагающихся в жерловых фациях эффузивов, околорудные изменения рудовмещающих пород в ранние стадии гидротермального процесса имеют здесь незначительное развитие.

Вмещающие породы около рудных тел обычно слабо альбитизированы и серицитизированы; ранее около прожилков развиваются окварцевание, хлоритизация и аргиллитизация пород, образуются зоны мощность не более первых сантиметров.

Прожилки различных стадий минералообразования пересекают все

интрузивные породы, в том числе и дайки диабазовых порфиритов, которые являются самыми молодыми магматическими образованиями среди многочисленных разновозрастных даек кислого и основного состава, прорывающих рудовмещающие интрузивы. Эти факты пересечений, а также данные определения абсолютного возраста руд с несомненностью свидетельствуют о том, что рудные тела сформировались после всего комплекса даек и отделены незначительным промежутком времени от формирования рудовмещающих субвулканических интрузивов. Таким образом, оруденение близко по возрасту к молодым интрузивным породам и, вероятно, связано с ними общностью магматического очага. Глубина формирования верхних частей рудных тел и положение кровли рудовмещающих порфировых интрузивов нередко совпадают. Восстановление разрезов перекрывающих эффузивов, с учетом фациальной изменчивости пород и послерудной тектонической истории, показывает, что расстояние от поверхности, существовавшей во время рудообразования, до рудных тел таких месторождений обычно не превышает 1000 м.

ОБЩИЕ ВЫВОДЫ

1. Урановые месторождения, пространственно тяготеющие к жерловым фациям эффузивов и субвулканическим интрузивам, сформировались в близповерхностных условиях, на заключительных этапах развития геосинклинальных зон; они являются наиболее молодыми гидротермальными образованиями в рудоносных районах. Тем не менее эти месторождения располагаются и в пределах складчатого основания, и среди пород верхнего структурного яруса. В зависимости от их положения в стратиграфическом разрезе районов и возрастных соотношений с вмещающими породами выделяются три группы месторождений:

а) месторождения в корневых фациях молодых эффузивов, залегающих в породах складчатого фундамента и батолитовых интрузивов;

б) месторождения в жерловых фациях эффузивов, перекрывающих складчатое основание и батолитовые интрузивы;

в) месторождения в поздних субвулканических интрузивах и дайках.

2. Рассмотренные выше особенности локализации и геологической структуры урановых гидротермальных месторождений, приуроченных к жерловым фациям эффузивов и субвулканическим интрузивам, отчетливо показывают, что урановое оруденение на этих месторождениях является более поздним по отношению к обеим из отмеченных выше групп магматических образований. При этом урановое оруденение, тяготеющее к жерловым фациям, значительно отделено по возрасту от эффузивных пород, в которых оно располагается. Несомненно, что месторождения этой группы не имеют генетической связи с вмещающими эффузивами; пространственная связь урановых рудных тел с ними обусловлена их приуроченностью к одним и тем же крупным разрывам. Урановые месторождения, локализующиеся в субвулканических интрузивах, также мо-
ложе рудовмещающих пород, но оторваны от них по времени формирования гораздо меньше, чем месторождения, образовавшиеся в жерловых фациях эффузивов. Они разделены лишь периодом внедрения даек кислых и основных пород, непосредственно предшествующих оруденению. В данном случае пространственная связь урановых месторождений и интрузивов, по-видимому, обусловлена не только контролирующим влиянием крупных разрывов, но и единством развивающегося магматического очага.

3. Рудные тела месторождений, локализующихся в субвулканических интрузивах, главным образом концентрируются в самих интрузивах и крайне редко захватывают вмещающие породы. В противоположность этому, оруденение в жерловых фациях эффузивов располагается не толь-

ко в некках и их приконтактовых участках, но нередко развивается по трещинам в перекрывающих и вмещающих породах. В интрузивах рудные тела локализуются непосредственно в зонах крупнейших разрывов либо над ними. Рудные тела в экстрезивах нередко залегают на некотором удалении от них. В этих случаях положение рудных тел контролируется меньшими по масштабу нарушениями, сопряженными с региональными разрывами. Для обоих типов рудных проявлений весьма характерны унаследование направлений заложения ранее разрывов, неглубокое заложение рудовмещающих трещин (500—2500 м), небольшие амплитуды предрудных перемещений по ним (первые метры), а также выклинивание по простиранию, на глубину и по восстанию («слепые» трещины и «слепые» рудные тела).

4. Месторождения в жерловых фациях преимущественно имеют линейно-трещинное и — реже — штокверковое строение рудных тел. Они приурочиваются к тектоническим срывам контактов некков, к секущим подновленным трещинам, развивающимся и внутри некков, и среди вмещающих эффузивов. Нередко обогащенные участки рудных тел приурочены к местам перегибов контактов некка с вмещающими породами, среди эруптивных брекчий, и в участках резких изгибов флюидалности, вблизи секущих тектонических трещин.

Месторождения, приуроченные к субвулканическим интрузивам, чаще всего имеют штокверковое строение рудных тел. Последние преимущественно располагаются в местах резких изгибов контактов интрузивов по падению, и их форма в общем определяется морфологией интрузивов. Богатые участки рудных тел локализуются около пологопадающих и крутых секущих разрывов. При этом рудные прожилки заполняют мелкие подновленные трещины первичной отдельности либо вновь образованные, приоткрытые трещины, не выходящие на поверхность и за пределы интрузивов.

5. На месторождениях, приуроченных к экстрезивам и субвулканическим интрузивам, отмечается своеобразное изменение геологической структуры с глубиной.

Рудные тела месторождений, располагающихся в корневых частях эффузивов, приуроченных к крупным разрывам складчатого основания и батолитовых интрузивов, в верхних частях обычно имеют линейно-штокверковую структуру, обусловленную сложным строением рудовмещающей зоны разрывов. С глубиной линейно-штокверковые рудные тела сменяются жильными.

Форма рудных тел месторождений, приуроченных к жерловым фациям эффузивов над складчатым основанием, в значительной степени зависит от морфологии этих эффузивов. В верхних частях месторождений, где жерловые фации имеют пологие залегания, развиваются разреженные рудоносные штокверки и широкие линейно-трещинные рудные зоны. С глубиной, по мере перехода жерловых фаций в крутопадающие некки, рудные тела приобретают форму четких жил и уплощенных линз.

Форма рудных тел в субвулканических интрузивах также в значительной степени зависит от морфологии этих интрузивов. На участках, где они имеют пологое залегание, рудоносные штокверки образуют пологие залежи. С глубиной, при переходе интрузивов в крутопадающие дайкообразные тела, рудные штокверки принимают форму столбов, положение которых контролируется относительно крупными разрывами. На более глубоких горизонтах месторождений, а также среди вмещающих интрузивных пород рудные тела чаще всего имеют линейно-трещинную структуру.

6. Гидротермальный процесс минералообразования на месторождениях, залегающих в интрузивных породах, в особенности среди складчатого основания и батолитовых интрузивов, отличается многостадий-

ностью. При этом в ранние, предрудные стадии происходило интенсивное изменение вмещающих пород (окварцевание, серицитизация и альбитизация), с которым тесно связано формирование мощных кварц-сульфидных, карбонат-сульфидных и кварц-гематитовых жил. На эти гидротермальные образования накладывается промышленная урановая минерализация.

Гидротермальный процесс на месторождениях в субвулканических интрузивах отличается меньшим многообразием и по существу представлен широким проявлением лишь собственно урановой минерализации.

Приведенные данные о геологической структуре урановых месторождений, приуроченных к экстрезивам и субвулканическим интрузивам, а также отмеченные особенности в размещении рудных тел и их морфологии, на наш взгляд, могут быть использованы при поисках и разведке аналогичных месторождений.

ЛИТЕРАТУРА

- Билибин Ю. А. Металлогенические эпохи и металлогенические провинции. М., Госгеолгиздат, 1955.
- Вольфсон Ф. И. Структуры эндогенных рудных месторождений. В кн.: «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». М., Изд-во АН СССР, 1953.
- Вольфсон Ф. И., Дюков А. И., Кушнарев И. П., Лукин Л. И., Пэк А. В., Рыбалов Б. Л., Солюшкин Е. П., Хорошилов Л. В., Чернышев В. Ф. Основные вопросы и методы изучения структур рудных полей и месторождений. М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Коптев-Дворников В. С., Григорьев Ив. Ф., Доломанова Е. И. и др. Интрузивы гранитной формации малых глубин, поведение в их породах элементов-примесей и критерии генетических связей рудообразования с ними. В кн.: «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Крейтер В. М. Структуры рудных полей и месторождений. М., Госгеолтехиздат, 1956.
- Кушнарев И. П., Лукин Л. И., Рыбалов Б. Л., Солюшкин Е. П., Хорошилов Л. В. Общие закономерности локализации уранового оруденения и основные типы структур гидротермальных урановых месторождений. Труды II Международной конференции по мирному использованию атомной энергии. М., Атомиздат, 1959.
- Лукин Л. И., Солюшкин Е. П. Структуры гидротермальных урановых месторождений и некоторые вопросы их изучения. — Известия АН СССР, сер. геол., 1958, № 3.
- Смирнов В. И. Геологические структуры гидротермальных урановых месторождений мира. — Вестник Моск. университета, Геология, 1956, № 2.
- Соболев Н. Д. Фации гранитоидов и оруденение. В кн.: «Основные идеи М. А. Усова в геологии». Алма-Ата, 1960.
- Хорошилов Л. В. Пример изучения истории формирования рудоносного разлома. — Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1955, вып. 162.

Б. П. ХУДЯКОВ

**О СТРУКТУРНО-ЛИТОЛОГИЧЕСКОМ КОНТРОЛЕ
УРАНОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ
В ЖИЛАХ СМОЛКОВО-КАРБОНАТНОЙ ФОРМАЦИИ**

Изучение закономерностей размещения уранового оруденения в жилах имеет важное значение, но до настоящего времени среди геологов нет единого мнения о факторах, контролирующих урановое оруденение; тем более нет единого мнения об условиях выпадения урана из гидротермальных растворов.

Одни утверждают, что уран из гидротермальных растворов выпадает благодаря взаимодействию их с химически активными вмещающими породами, содержащими двухвалентное железо, кальций, магний, натрий (Пелымский, 1959); другие отрицают влияние вмещающих пород на отложение урана из растворов и признают только структурный фактор (Бетехтин, 1959); третьи считают, что на выпадение урана из растворов в жилах оказывают влияние и химически активные вмещающие породы, и тектонические нарушения (Лукин, Солюшкин, 1958; Наумов, 1959; Янишевский, Константинов, 1960).

Справедливы критические замечания Е. М. Янишевского и В. М. Константинова (1960) об одностороннем освещении роли упомянутых факторов.

Эти исследователи приходят к правильному выводу о необходимости учета в совокупности и тектонических, и литологических факторов; однако они придают равное значение влиянию тех и других факторов на локализацию гидротермального уранового оруденения. По мнению автора, такое представление неправильно. Контроль уранового оруденения не является однотипным для различных гидротермальных месторождений вследствие различия их в структурном и литологическом отношениях (структуры, вмещающие породы); но, как правило, в жильных урановых месторождениях структурные факторы играют решающую роль в локализации урановой минерализации. Правильное решение вопроса о роли тех или иных факторов в контроле уранового оруденения в гидротермальных месторождениях принципиально важно, особенно при выборе направления поисковых работ.

Автор занимался изучением рудоконтролирующих факторов уранового оруденения на рудопроявлении, относящемся к смолково-карбонатной формации. Характеристика этих факторов и рассмотрение их возможного практического использования являются целью настоящей статьи.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РУДНОГО УЧАСТКА

Изученное рудопоявление находится в экзоконтакте гипабиссального гранитного массива, среди толщи осадочно-метаморфических пород, представленных кварц-серицитовыми и кварцитовидными сланцами с прослоями кварцитов, амфиболитов, углисто-кремнистых сланцев и — реже — скарнов. Эти породы собраны в сложные брахискладки с углами падения крыльев от 10 до 45°, преимущественно на северо-запад и юго-восток, и разбиты на блоки крутопадающими разломами меридионального и широтного простирания. Разломы меридионального простирания по возрасту являются более древними, чем разломы широтного простирания. Рудопоявления представлены рядом сближенных ветвящихся жил северо-западного простирания, отходящих под острым углом от меридиональных разломов. Эти жилы приурочены к трещинам скальвания. С ними связана урановая минерализация.

Кроме описанной системы трещин отмечаются следующие: 1) меридиональные и широтные системы трещин отрыва, по возрасту досмолковые и послесмолковые, безрудные и с полиметаллической минерализацией; 2) пологие трещины скальвания северо-восточного и юго-западного простирания, по возрасту наиболее древние, безрудные или с проявлениями полиметаллической минерализации; эта система трещин не пользуется широким распространением.

Урансодержащие жилы имеют четковидную форму. Они выполнены кальцитом, доломитом, анкеритом, кварцем, баритом, хлоритом; в небольших количествах встречается флюорит. Из рудных минералов, кроме урановой смолки, отмечены пирит, гематит, халькопирит, галенит. Урановая смолка в жилах образует колломорфные выделения в форме линз. Минерализация в жилах распределена весьма неравномерно.

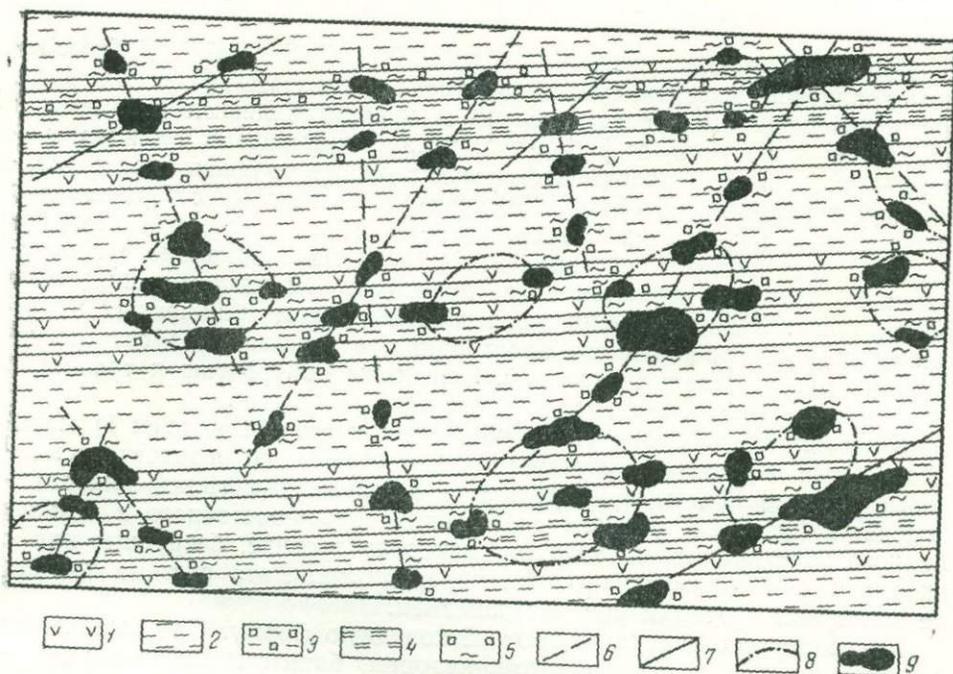
Вмещающие породы подвергнуты процессам околожильного изменения — окварцеванию, карбонатизации, серицитизации, гематитизации, пиритизации, хлоритизации. Мощность ореола этих изменений вмещающих пород колеблется от десятков сантиметров до первых метров. Пирит в измененных породах распределяется неравномерно, его максимальное содержание достигает 20%.

ФАКТОРЫ, КОНТРОЛИРУЮЩИЕ УРАНОВУЮ МИНЕРАЛИЗАЦИЮ В ЖИЛАХ

Локализация урановой смолки в жилах описываемого рудопоявления контролируется структурно-литологическими факторами.

Минерализованными являются трещины северо-западного простирания; при этом линзы урановой смолки концентрируются, главным образом, на участках пересечения жилами пластов благоприятных пород. Таковы пиритсодержащие скарны гранат-мартит-пироксенового состава, амфиболиты, пиритизированные кварц-серицитовые, а также углисто-кремнистые сланцы (фиг. 1 и 2). До 70% линз урановой смолки приурочено к участкам жил, проходящим среди литологически благоприятных пород.

Как в литологически благоприятных толщах пород, так и вне их линзы урановой смолки приурочиваются к морфологически осложненным участкам жил — разветвлениям жил, местам их пересечения с более древними жилами, участкам резких изменений элементов залегания жил (см. фиг. 1, 2 и 3). При изучении их вкрест простирания (см. фиг. 2) установлено, что более 30% линз урановой смолки в жилах располагаются за пределами толщ литологически благоприятных пород и приурочиваются к морфологически осложненным участкам рудоносных трещин.

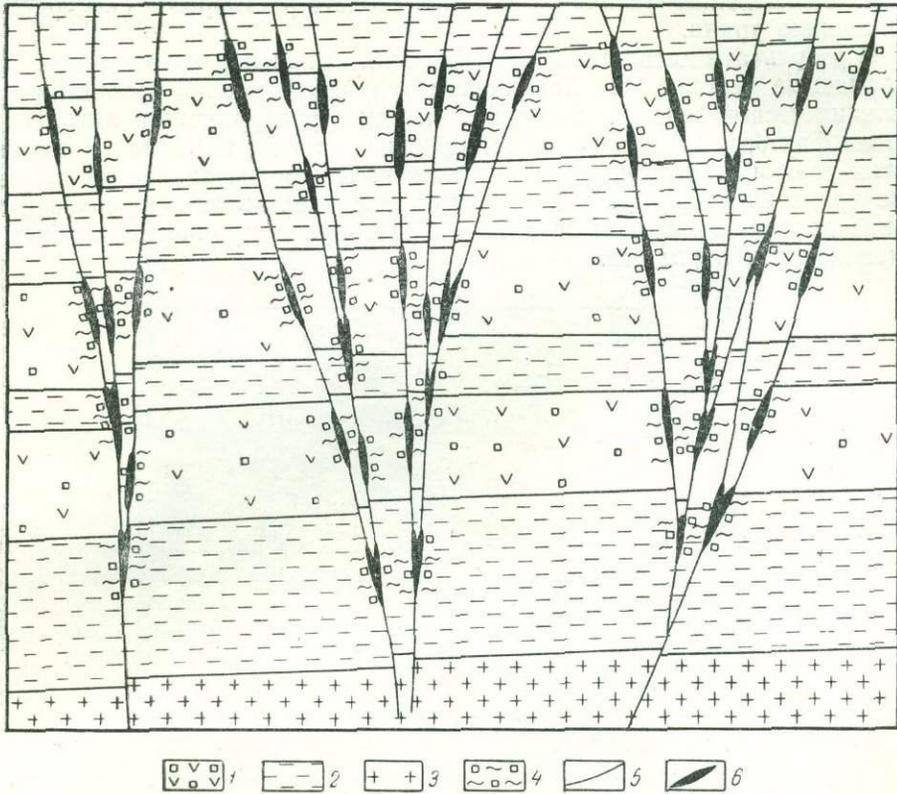


Фиг. 1. Схематическая проекция жилы на вертикальную плоскость (видна приуроченность урановой минерализации к морфологически осложненным участкам жилы в литологически благоприятных пачках пород):

1 — амфиболиты; 2 — сланцы кварц-серпичитовые; 3 — сланцы кварц-серпичитовые с пиритом; 4 — сланцы углисто-кремнистые; 5 — участки пиритизации и хлоритизации пород; 6 — линии пересечения жилы с меридиональными и широтными трещинами отрыва (досмолковыми); 7 — линии сопряжения жилы с апофизами; 8 — линии разветвления жилы; 9 — линзы урановой смолки.

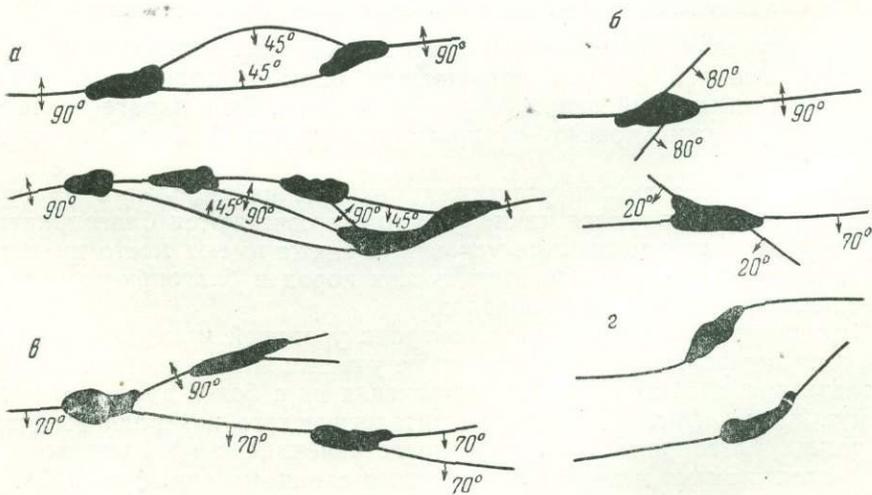
Благоприятные толщи рудовмещающих пород представлены в основном маломощными пачками амфиболитов — механически наиболее хрупких пород. Около 70% морфологически осложненных участков располагаются в местах пересечения трещинами литологически благоприятных толщ пород и только 30% — в остальных породах (см. фиг. 1 и 2). Большое количество линз урановой смолки в литологически благоприятных толщах пород можно объяснить наличием в последних многочисленных морфологически осложненных участков жил, т. е. структурными факторами. Следует отметить, что не было встречено линз урановой смолки, прямо или косвенно не связанных с морфологически осложненными участками жил. Эти данные говорят о том, что структурные факторы играют решающую роль в локализации урана в жилах.

Таким образом, породы, вмещающие гидротермальные жилы, в первую очередь следует рассматривать с точки зрения их механической прочности, хрупкости, способности образовывать трещины и морфологически нарушенные участки. Вмещающие породы нужно исследовать также и в отношении их химической активности к ураноносным растворам. На взаимодействие растворов с боковыми породами указывают наблюдаемые изменения в этих породах около ураносодержащих жил. Степень проявления изменений в различных вмещающих породах неодинакова. Так, кварц-серпичитовые сланцы, бедные железомagneзиальными и кальциевыми минералами, характеризуются очень незначительными окорудными изменениями и, по-видимому, слабо вступают в реакцию с гидротермальными растворами; пиритсодержащие скарны гранат-мартит-пироксенового состава и амфиболиты, очевидно, более



Фиг. 2. Схематический геологический разрез вкрест простирания жил (видна приуроченность урановой минерализации к морфологически осложненным участкам жилы в литологически благоприятных породах):

1 — толща благоприятных пород (амфиболиты, углисто-кремнистые и пиритизированные кварц-серицитовые сланцы); 2 — сланцы кварц-серицитовые и кварцитовые; 3 — граниты и гранито-гнейсы; 4 — участки пиритизации и хлоритизации пород; 5 — рудные жилы; 6 — линзы урановой смолки

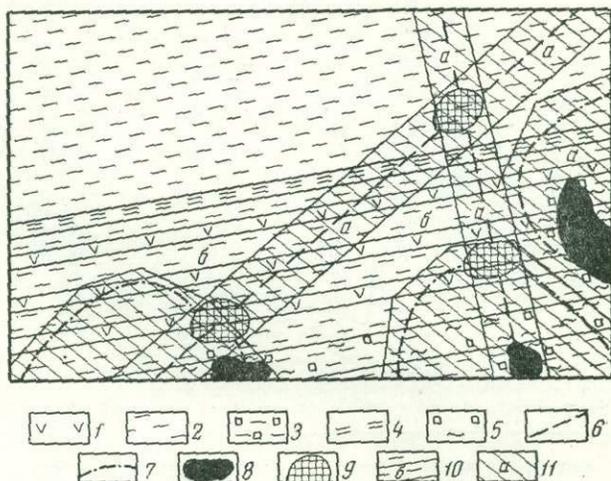


Фиг. 3. Приуроченность уранового оруденения к морфологически осложненным участкам:

а — к местам разветвления жил; б — к участкам пересечения с более древними жилами; в — к апофизам жил; г — к участкам изменения простирания жил

активно вступают в реакцию с гидротермальными растворами, что приводит к изменению физико-химических свойств растворов и способствует выпадению урана.

В результате детального изучения жил выяснено, что наиболее благоприятные условия для локализации урановой смолки создаются при наличии тесной генетической связи между структурными и литологическими факторами, т. е. когда вмещающие породы являются механически хрупкими, и химически активными. В данном случае на выпадение урана из растворов одновременно оказывали влияние резкое изменение давления и обменные реакции раствора с химически активными вмещающими породами.



Фиг. 4. Предполагаемая проекция жилы № 1 на вертикальную плоскость:

1 — амфиболиты; 2 — сланцы кварц-серцитовые и кварцитовидные; 3 — сланцы с пиритом; 4 — сланцы углисто-кремнистые; 5 — участки пиритизации и хлоритизации пород; 6 — предполагаемые линии пересечения жилы с меридиональными и широтными трещинами отрыва (досмолковыми); 7 — предполагаемые линии разветвления жил; 8 — линзы урановой смолки; 9 — проектные площади благоприятных пород; 10 — структурных узлов; 11 — площади морфологически осложненных участков жил

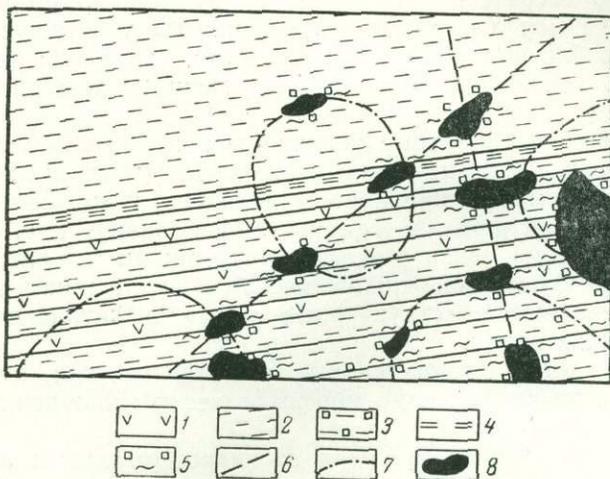
При изучении минерального состава жил было подмечено, что с урановой смолкой обычно встречаются розовые карбонаты, черный флюорит, гребенчатый кварц, пирит и гематит. Эта парагенетическая ассоциация служит поисковым признаком урановой минерализации в жилах.

Наиболее вероятными участками нахождения скоплений урановой смолки в жилах являются такие, в которых сочетаются благоприятные структурные и литологические условия, а также имеют место интенсивные околородные изменения вмещающих пород и благоприятные парагенетические ассоциации минералов.

С точки зрения структурного контроля урановой минерализации выделяются морфологически осложненные участки жил — апофизы и места разветвления, а также участки пересечения их с более древними жилами и т. д. (см. фиг. 3). В смысле литологического контроля выделяется толща благоприятных пород, представленная амфиболитами, углисто-кремнистыми и пиритизированными сланцами (см. фиг. 2, 3).

В жилах смолково-карбонатной формации оказывается возможным конкретно наметить места нахождения урановой минерализации в

«структурных узлах» (фиг. 4). Наиболее вероятна локализация урановой смолки в «структурных узлах», расположенных в литологически благоприятных толщах пород (фиг. 5).



Фиг. 5. Истинная проекция жилы № 1 на вертикальную плоскость:

1 — амфиболиты; 2 — сланцы кварц-серцитовые и кварцитовидные; 3 — сланцы с пиритом; 4 — сланцы углисто-кремнистые; 5 — участки пиритизации и хлоритизации пород; 6 — линии пересечения жилы с меридиональными и широтными трещинами разрыва (досмолковыми); 7 — линии разветвления жилы; 8 — линзы урановой смолки

Жилы, развитые в литологически благоприятных толщах пород, не имеющие морфологически осложненных участков, не несут урановой минерализации (см. фиг. 4 и 5).

НЕКОТОРЫЕ ВЫВОДЫ

1. Урановая минерализация в изученных жилах смолково-карбонатной формации контролируется структурно-литологическими факторами.

2. Структурный контроль заключается в приуроченности урановой минерализации к жилам северо-западного простирания, являющимся опережающими трещинами разломов меридионального простирания, а в самых жилах — к морфологически осложненным участкам: разветвлениям и апофизам рудных жил, местам их пересечения с более древними жилами, участкам изменений элементов залегания жил.

3. Литологический контроль состоит в предпочтительной приуроченности урановой минерализации в жилах к механически хрупким и химически активным вмещающим породам. До 70% линз урановой смолки приурочено в жилах к литологически благоприятным толщам пород, сложенным скарнами, амфиболитами, углисто-кремнистыми и пиритизированными кварц-серцитовыми сланцами.

Вмещающие породы необходимо исследовать прежде всего с точки зрения их механической прочности, хрупкости, способности образовывать трещины и морфологически осложненные участки трещин. С другой стороны, вмещающие породы следует рассматривать в отношении их химической активности, т. е. содержания в них двухвалентного железа, магния, кальция и органического вещества.

4. Поисковыми признаками линз урановой смолки в жилах являются также околожилные изменения вмещающих пород (хлоритизация

и пиритизация) и ассоциации минералов, парагенных с урановой смолкой (розовые карбонаты, черный флюорит, гребенчатый кварц, пирит, гематит).

5. Не было встречено линз урановой смолки, прямо или косвенно не связанных с морфологически осложненными участками жил. Как в литологически благоприятных толщах пород, так и вне их линзы урановой смолки локализуются в морфологически осложненных участках жил.

6. Наиболее благоприятные условия для локализации урановой минерализации создаются при сочетании структурных и литологических факторов, когда вмещающие породы являются и механически хрупкими, и химически активными (скарны, амфиболиты), т. е. наблюдается тесная генетическая связь между структурными и литологическими факторами. Наиболее надежными местами локализации урановой минерализации являются «структурные узлы» в литологически благоприятных толщах пород.

7. Участки жил, расположенные в литологически благоприятных толщах пород, но не имеющие морфологически осложненных участков, практически безрудны.

8. Причинами выпадения урана из гидротермальных растворов являются, во-первых, резкий спад давления раствора за счет увеличения объема системы, которое происходит в морфологически осложненных участках и трещинах; во-вторых, — воздействие на компоненты раствора химически активных вмещающих пород, содержащих двухвалентное железо, магний и органическое вещество.

Нам представляется, что основная причина выпадения урана из гидротермальных растворов заключается в резком спаде давления, что обуславливает решающее значение структурного контроля урановой минерализации.

9. Используя структурно литологические факторы, можно предсказывать места локализации в жилах линз урановой смолки.

При изучении любого гидротермального месторождения или рудопроявления необходимо учитывать его структурные и литологические особенности, околожилные изменения вмещающих пород, парагенетические ассоциации минералов. Только комплексное и творческое использование всех факторов, контролирующих размещение урановой минерализации, даст положительные результаты при проведении геолого-разведочных работ.

Описанные выше закономерности локализации урановой минерализации следует принимать во внимание при поисковых и разведочных работах на уран.

ЛИТЕРАТУРА

- Бетехтин А. Г. О поведении радиоактивных элементов при процессах образования эндогенных месторождений.— Геология рудных месторождений, 1959, № 1.
- Лукин Л. И., Сонюшкин Е. П. Структуры гидротермальных урановых месторождений и некоторые вопросы их изучения.— Известия АН СССР, сер. геол., 1958, № 3.
- Наумов Г. Б. К вопросу о карбонатной форме переноса урана в гидротермальных растворах.— Геохимия, 1959, № 1.
- Пельмский Г. А. О влиянии вмещающих пород на процессы рудоотложения в гидротермальных месторождениях урана.— Геология рудных месторождений, 1959, № 6.
- Янишевский Е. М., Константинов В. М. О влиянии тектонических и литологических факторов на локализацию гидротермального уранового оруденения в Рудных горах.— Геология рудных месторождений, 1960, № 6.

СО Д Е Р Ж А Н И Е

Предисловие	3
И. А. Яковлев. Особенности структуры одного из медно-никелевых месторождений Печенгской группы	5
Г. Г. Кравченко. Некоторые данные о структурных условиях формирования пегматитовой жильной зоны	15
Б. В. Кристальный. Структурные типы и закономерности размещения главнейших рудоносных зон Чорух-Дайронского рудного поля	29
А. Д. Зиновкин. О роли структурных факторов в формировании оловорудного месторождения Эге-Хая	56
М. Н. Джапаридзе. Некоторые вопросы трещинной тектоники Квайсинского свинцово-цинкового месторождения	74
В. Д. Баранов. Соотношение складок, дизъюнктивных нарушений и сланцеватости и их роль в контроле полиметаллического оруденения Греховского рудного поля (Рудный Алтай)	90
✓ А. А. Гармаш, А. Г. Посысаев, И. М. Юдин. Структурные условия локализации и морфология рудных тел Золотушинского месторождения в Рудном Алтае	100
✓ Н. П. Лаверов, Б. Л. Рыбалов, Л. В. Хорошилов. Геологическая структура урановых гидротермальных месторождений, приуроченных к жерловым фациям эффузивов и субвулканическим интрузивам	116
Б. П. Худяков. О структурно-литологическом контроле уранового оруденения в жилах смолково-карбонатной формации	136



Коллектив авторов

**«Вопросы изучения структур
рудных полей и месторождений»**

Выпуск 82

Утверждено к печати

*Институтом геологии рудных месторождений,
петрографии, минералогии и геохимии
Академии наук СССР*

Редактор Издательства С. С. Мухин

Технические редакторы О. Г. Ульянова, В. И. Зудина

РИСО АН СССР № 47-35В. Сдано в набор 5/III 1962 г.

Подписано к печати 10/VII 1962 г.

Формат 70×108¹/₁₆. Печ. л. 9. Усл. печ. л. 12,33.

Уч.-издат. л. 12,0. Тираж 1800 экз. Г-06868

Изд. № 823. Тип. зак. № 5096.

Цена 84 коп.

Издательство Академии наук СССР
Москва, Б-62, Подсосенский пер., 21

2-я типография Издательства
Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

84 коп.

10942