

ТРУДЫ
ТОМСКОГО ГОСУДАРСТВЕННОГО УНИВЕРСИТЕТА
имени В. В. КУЙБЫШЕВА

Том 164

Серия геологическая

МАТЕРИАЛЫ К ИЗУЧЕНИЮ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЖЕЛЕЗА
И ЗОЛОТА ЗАПАДНОЙ
СИБИРИ

ИЗДАТЕЛЬСТВО ТОМСКОГО УНИВЕРСИТЕТА
Томск — 1963

ТРУДЫ
ТОМСКОГО ГОСУДАРСТВЕННОГО УНИВЕРСИТЕТА
имени В. В. КУЙБЫШЕВА

Том 164

Серия геологическая

МАТЕРИАЛЫ К ИЗУЧЕНИЮ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЖЕЛЕЗА И ЗОЛОТА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

ИЗДАТЕЛЬСТВО ТОМСКОГО УНИВЕРСИТЕТА
Томск — 1963

Ответственный редактор проф. А. И. Данилов

Редактор тома проф. А. Я. Булытников

РЕДАКЦИОННО-ИЗДАТЕЛЬСКИЙ СОВЕТ

Проф. А. И. Данилов (председатель, ректор университета), проф. В. А. Пегель (зам. председателя), доц. Ю. В. Чистяков (зам. председателя), доц. Р. Н. Щербаков (ученый секретарь), директор издательства М. С. Змазнев, проф. Б. Г. Иоганзен, проф. В. Д. Кузнецов (академик АН СССР), проф. В. Н. Кессених, проф. П. П. Куфареv, проф. И. М. Разгон, проф. К. В. Савицкий, проф. М. В. Тронов, проф. В. А. Хахлов, проф. К. П. Ярошевский, доц. А. Р. Ананьев, доц. З. Я. Бояршинова, доц. М. А. Кривов, доц. А. А. Любавин, доц. Г. И. Назаров, ст. н. с. Н. В. Прикладов, доц. А. С. Самарин, доц. В. В. Серебrenников, директор научной библиотеки М. Р. Филимонов, доц. В. С. Флеров, секретарь парткома Д. В. Коломин.

ТРУДЫ
ТОМСКОГО ГОСУДАРСТВЕННОГО УНИВЕРСИТЕТА
имени В. В. КУЙБИШЕВА

Том 164

Серия геологическая

И. К. БАЖЕНОВ

**ЖЕЛЕЗИСТЫЕ КВАРЦИТЫ ЗАПАДНОГО САЯНА
И ИХ ПЕРСПЕКТИВЫ**

Наличие железистых кварцитов в Западном Саяне было установлено впервые в 1926 году (Баженов, 1932). Было выявлено, что они залегают в виде слоев, приуроченных к определенному горизонту мощной толщи серицито-хлоритовых сланцев.

Толща серицито-хлоритовых сланцев в нижних частях была сложена существенно основными и, редко, кислыми эффузивами и их кластическими продуктами, а также песчаниками, сланцами и редкими известняками. Верхняя часть разреза толщи была сложена преимущественно песчано-глинистыми осадками. Горизонт железистых кварцитов залегает в низах толщи. Толща в целом, и в том числе породы горизонта железистых кварцитов, испытали сильный дислокационный метаморфизм, превратившись в серицито-хлоритовые сланцы и амфиболиты. Особенно сильный метаморфизм имел место в горизонтах мощных послонных движений по границе между описываемой толщей и ее фундаментом, сложенным мощными массивными породами кембрия. Породы толщи хлоритовых сланцев собраны в напряженные, опрокинутые на северо-запад, складки с падением слоев под $60-80^\circ$ на юго-восток.

Возраст толщи трактуется по-разному. Наиболее обоснована точка зрения, приписывающая ей кембро-силурийский возраст. Базируется она на следующих данных: 1) нахождение фауны в породах толщи [1, 2, 3, 4, 5]; 2) сходство форм дислокаций и характера метаморфизма в толще серицито-хлоритовых сланцев и налегающей на нее толще верхнего силура; 3) отсутствие пород толщи в гальке широко распространенных в Западном Саяне конгломератов кембрия. Она является полным аналогом горноалтайской свиты (зелено-фиолетовой формации) Горного Алтая, где к ней также приурочены железистые кварциты, совершенно аналогичные западносаянским. Таким образом, и возраст железистых кварцитов Западного Саяна по первой точке зрения считается кембро-силурийским. Это идет в разрез с установившимся мнением о докембрийском возрасте всех железистых кварцитов вообще. Однако накопившийся к настоящему времени материал дает основание говорить и о наличии палеозойских железистых кварцитов, например, кембрийских железистых кварцитов Хингана и др. [10]; кроме того, железистые кварциты Западного Саяна отличаются рядом морфологических особенностей от типичных докембрийских представителей.

По другой точке зрения толще серицито-хлоритовых сланцев, именуемой джебашской свитой, приписывается докембрийский возраст и, следовательно, такой же возраст приписывается и железистым кварцитам [7].

Железистые кварциты дислоцированы совместно и одинаково с включающими их породами толщи серицито-хлоритовых сланцев. Поэтому на геологической карте их горизонт выражается в виде серии в грубых чертах параллельных полос-крыльев складок, протянувшихся в направлении СВ—ЮЗ параллельно их осям. К западу от р. Енисея установлено три таких полосы: северная — Джойская, средняя — Джебашская и южная — Кантегирская, слагающих, следуя с севера на юг, крылья сначала синклинали, а затем антиклинали. К востоку от р. Енисея изучение железистых кварцитов почти не производилось, за исключением небольших работ Н. А. Батова и попутных с геологической съемкой наблюдений при геолого-съёмочных работах 1949—1954 гг. В правобережной части р. Енисея пока хорошо прослеживается одна — северная (Джойская) — полоса.

Толща серицито-хлоритовых сланцев прорвана интрузией джойских гранитоидов каледонского возраста.

Железистые кварциты имеют различный характер в зависимости от ряда факторов: а) дислокационного метаморфизма, б) наложения контактового метаморфизма или действия больших масс гидротермальных растворов глубинного происхождения с перемещением и переотложением их компонентов и, в частности, железа; в) наложения последующего дислокационного метаморфизма с рассланцовкой вещества железистых кварцитов или обогащенных железом их разностей.

Исходным материалом для образования железистых кварцитов были слои железисто-кремнистых пород. Последние встречаются редко и изучены слабо. Известны они главным образом в приенисейской части Кантегирской полосы. Макроскопически это массивные прочные яшмовидные породы пестрого сургучно-красного цвета без заметной полосчатости. Под микроскопом порода представляет тесное срастание тонкозернистого кварца и гидроокислов железа. В местах сильного дробления имеет место переотложение железа в виде полос тонкочешуйчатого железного блеска.

В случае сильного дислокационного метаморфизма железистые кварциты имеют вид хорошо раскристаллизованных прочных, массивных полосчатых пород, состоящих из чередующихся светлых сероватобелых и черных полос с параллельным расположением компонентов, особенно чешуек железного блеска; благодаря этому они легко раскалываются по ровным блестящим плоскостям, обогащенным железным блеском. Отдельные чешуйки железного блеска мелкие, но все же различимы невооруженным глазом. Под микроскопом светлые полосы сложены кварцем, в некоторых случаях запыленным листочками железного блеска и обладающим гранобластовой структурой; темные полосы сложены удлинёнными параллельно сланцеватости чешуйками железного блеска с более редкими зёрнами кварца. Мощность полосок кварца и железного блеска различна. Так, например, их мощность в железистых кварцитах с р. Большой, левого притока р. Ои, варьирует для кварцевых полос около 1 мм и для гематитовых — доли мм.

Такие сильно метаморфизованные представители железистых кварцитов (итабириты) наиболее характерны для средней — Джебашской — полосы, хотя встречаются и в северной полосе, особенно к востоку от р. Енисея. Залегают они среди наиболее сильно метаморфизованных представителей толщи серицито-хлоритовых сланцев — амфиболитов,

серицито-хлорито-альбитовых сланцев и, редко, соответствующих гнейсов. Содержание железа в них, как общее правило, невысокое. Так, в западных участках, в выходах по Джебашской гриве содержание железа в них определялось Г. П. Болговым в пределах 5,8—32,04%, в трех пробах содержание железа было 18,5, 19,7 и 24,7%. По р. Большой, левому притоку р. Ои, в восточных частях Западного Саяна, содержание железа в них около 10—15%, а Н. А. Батовым указывается содержание железа в одном из богатых образцов по р. Ольховке, недалеко от р. Большой, — 37,7%.

Почти всегда на железистые кварциты накладывается действие последующих процессов. В частности, в контактовых зонах гранитных интрузий происходит образование, обычно в небольшой мере, магнетита за счет гематита, граната, эпидота, актинолита и др. Особенно характерно широко развитое замещение кварцем, которое проявляется и в большом удалении от контактовых зон интрузива; в результате последнего процесса содержание железа в железистых кварцитах падает, а кремнезема увеличивается. Вблизи контактов кислых интрузий процессы окремнения сопровождаются переходом железа в подвижное состояние, его перемещением и переотложением с образованием богатых железом руд; такой процесс наблюдается в интересном и перспективном Сыдинском месторождении; однако здесь этот процесс детально еще не изучался.

Как общее правило, в Западном Саяне в разрезе вскрывается не один, а несколько слоев железистых кварцитов — 2,3 и более — их горизонт. Мощность слоев различна. Так, в средней — Джебашской — полосе она измеряется долями метра 0,2—0,4 м. В северной и, особенно, южной полосе она более значительна, достигая 1,6 м.

При геологической съемке масштаба 1:420 000 северная полоса прослежена по простиранию на пространстве между р. Енисеем и Аной, т. е. на протяжении 130 км, но отдельные выходы их были встречены и далее к юго-западу, почти вплоть до р. Б. Абакана, на расстоянии 120 км от р. Аны. К востоку от р. Енисея они были установлены еще на 150 км. Средняя полоса установлена по простиранию на протяжении 40 км и дальше по простиранию не прослеживалась. Наконец, южная полоса установлена на протяжении 10 км в нижнем течении р. Кантегира и также не прослеживалась далее по простиранию.

Таким образом, железистые кварциты занимают в Западном Саяне обширные площади. В 1948, а затем в 1956 г. автором статьи совместно с В. К. Ермаковым была предпринята попытка наметить закономерности изменения первичных содержаний железа в железистых кварцитах на площади их распространения, а также выявить процессы, которые вызывали в них перемещение железа с возможным образованием промышленных концентраций*). В результате изучения горизонта железистых кварцитов в разрезах по р. Енисею, Ое и Амылу, а также учитывая полученные ранее данные из разрезов района рек Джебаша, Карасебе и др. наметилось некоторое повышение первичного содержания железа в железистых кварцитах, не подвергшихся последующему обогащению, в восточных частях Западного Саяна — в районе рек Ои и Амыла; однако ни в одном случае не было встречено первично богатых железом железистых кварцитов.

Не менее важен для оценки перспектив железистых кварцитов Западного Саяна вопрос о выявлении процессов перемещения и переотложения железа железистых кварцитов. Первым объектом для решения этого вопроса было Анзасское железорудное месторождение. Оно открыто

*) Работа выполнялась на средства СОПС Академии наук СССР и Томского государственного университета.

в 1952 г. Е. С. Сергеевой, но возможность его нахождения была указана еще в 1948 г. автором статьи и В. К. Ермаковым; учитывая геологическую обстановку, а также наличие гальки магнетита с характерной полосчатой текстурой в гидравлических отвалах кл. Чебалсука и кл. Безымянного — левых притоков р. Б. Анзаса, было высказано предположение о том, что галька магнетита происходит из полосы обогащенных железом железистых кварцитов, которая должна протягиваться параллельно р. Б. Анзасу в среднем течении его левых притоков (3).

Произведенными в 1952 г. разведочными работами было установлено, что месторождение залегает в зоне разлома СВ простирания, с почти вертикальным падением на юго-восток, располагающемся параллельно рассланцовке пород толщи серицито-хлоритовых сланцев. Прослежена зона разлома от кл. Чебалсука на юго-запад до кл. Шемансука и далее. Вдоль нее внедрились линейно вытянутые магматические массы. Вначале внедрилось габбро с параллельной текстурой, состоящее из основного плагиоклаза, амфибола. Внешне породы сходны с наиболее раскристаллизованными представителями включающих амфиболитов. Тело габбро вытянуто по простиранию разлома, имея мощность до нескольких сот метров при длине около 1,5 км.

Помимо габбро к зоне разлома приурочены линейные узкие и длинные тела плотных альбитит-порфиров и прорывающих их среднезернистых альбититов. Альбитит-порфиры представляют плотные породы, иногда с очень мелкими порфировыми выделениями альбита. Под микроскопом они имеют тонкозернистую структуру метасоматических образований, а иногда подобие трахитовой структуры, но с зазубренными границами призматических индивидов альбита; иногда видны порфировые выделения альбита; обычен зеленый амфибол, замещающий альбитовую массу. Дробленные массы альбитит-порфира сцементированы полнокристаллическим среднезернистым альбититом, состоящим из альбита до № 10 и замещающего его зеленого амфибола ряда актинолита.

Рудный процесс приурочен также к разлому, который прослеживается на всем вскрытом работами протяжении. Происходил рудный процесс на протяжении довольно длительного отрезка времени в ряд стадий, разделенных деформационными перерывами, обусловленными многократными подвижками вдоль разлома.

Особенно характерно широкое отложение скаполита, подчеркивающего значительный приток растворов, приносивших хлор и натрий. Характерно также отложение нескольких типов амфиболов, титанита, эпидота, карбонатов и кварца. Рудные минералы представлены магнетитом, гематитом, пиритом, марказитом и в небольшом количестве халькопиритом.

Своеобразной особенностью месторождения, позволяющей правильно подойти к решению вопроса о генезисе месторождения, является наличие участков богатых железом железистых кварцитов, обнаруженных в одной из буровых скважин. Эти железистые кварциты представляют из себя тонкополосчатые образования, с мощностью полосок порядка 1 мм, интенсивно и прихотливо изогнутых. Сложены они или магнетитом, в той или иной мере переходящим в мартит, или же тонкочешуйчатым железным блеском с чешуйками, расположенными параллельно рассланцовке и сходными с таковым обычных железистых кварцитов Западного Саяна.

Рудными минералами месторождения являются гематит и магнетит. Гематит представлен железным блеском и мартитом. Железный блеск двух разновидностей. Первая из них представлена мелкочешуйчатым железным блеском указанных выше остатков железистых кварцитов. Вторая разновидность представлена крупнопластинчатым гематитом,

иногда кривоскорлупчатым, который в просмотренных образцах изменен в магнетит, т. е. представляет мушкетовит. Магнетит представлен крупнокристаллической разностью и под микроскопом изотропен и имеет слабо-буроватый оттенок.

Е. С. Сергеева, открывшая и изучившая месторождение, относит его к контактово-метасоматическому типу. Она связывает его с деятельностью комплексной интрузии, внедрившейся вначале в виде габбро, затем альбитит-порфиоров и затем альбититов, приуроченных к общему разлому.

Однако не менее вероятно, что месторождение представляет переработанные действием глубинных растворов слои железистых кварцитов. Основанием для такого вывода послужили следующие данные: 1) приуроченность оруденения к горизонту серицито-хлоритовых сланцев и амфиболитов низов толщи серицито-хлоритовых сланцев; 2) наличие в скважинах остатков слабо переработанных железистых кварцитов со структурой последних и наличием мелкочешуйчатого гематита.

Можно мыслить процесс формирования месторождения следующим образом. В результате мощных тектонических напряжений, прошедших, возможно, вскоре после напряжений, вызвавших соби́рание пород толщи серицито-хлоритовых сланцев в складки и их дислокационный метаморфизм, имели место подвижки вдоль горизонта железистых кварцитов, как по границе пород резко различных механических свойств: с одной стороны, прочных, массивных железистых кварцитов, и с другой — слабых серицито-хлоритовых сланцев. В результате образовалась мощная, выдержанная глубинная, подвижная зона разлома. Подвижки вдоль нее происходили многократно с момента ее возникновения почти по настоящее время. Первой вдоль шва зоны разлома внедрилась магма габбро; вполне вероятно, что генезис габбро тот же, который нарисован для соответствующих пород Г. В. Пинусом. Последний наблюдал в Саянской горной области вдоль крупных разломов превращение основных эффузивов в амфиболиты, а при весьма интенсивном дислокационном метаморфизме в гнейсовидные или массивные габбро с рвущими контактами по отношению к включающим породам и со структурами типичных магматических пород; такой переход в подвижное состояние метаморфизируемых эффузивных масс происходил особенно тогда, когда они пропитывались значительным количеством растворов, поступающих из глубоких частей разломов [6]. Затем, после новой подвижки, проникло вещество, давшее начало образованию альбитит-порфиоров; не лишена возможность того, что они представляют из себя метасоматическое образование действием растворов, богатых натрием. После новой подвижки по шву проникла новая порция вещества, давшая начало образованию яснокристаллических, среднезернистых альбититов. Затем на протяжении заметного отрезка времени действовал рудный процесс, проходивший в несколько стадий, разделенных рядом деформационных перерывов. Брекчиевые структуры в рудах эффектно выражены. На значительных глубинах руда в ряде случаев представляет рыхлую массу обломочного материала, что говорит о наличии молодых подвижек вдоль разлома.

По Н. Г. Судовикову, к глубинным зонам разлома могут быть приурочены интрузии, подымающиеся по ним из зоны ультраметаморфизма. При этом «при большой активности интрузивных масс и магматическом их состоянии роль их может выразиться не только в перераспределении ранее отложенного рудного вещества, но и в образовании из рассеянных руд промышленно ценных из концентраций. Возможность растворения и переотложения рудного вещества вмещающих пород в значительной

степени определяется тепловым состоянием интродуцированной массы и способностью ее к пропитыванию окружающих пород раствором. При перестроении рудных образований в контактных ореалах интрузий исчезают первоначальные особенности рудных тел и затушевываются те особенности, которые могут определить их генетическую независимость от интрузий. Наложение последующих процессов, связанных с деятельностью постинтрузивных растворов, приводит к тому, что легко могут быть сделаны ошибочные выводы о непосредственной генетической связи этих месторождений с интрузиями» [8].

Приведенные данные дают достаточно оснований считать Анзасское месторождение продуктом переработки железистых кварцитов действием гидротермальных растворов. Источником растворов были или интрузия альбитов и габбро или же более глубокие магматические очаги, общие для альбититов, габбро и растворов. Вопрос о процессе формирования Анзасского месторождения представляет большой интерес и требует специального изучения.

Вторым объектом для изучения процессов перемещения и переотложения железа в железистых кварцитах с образованием обогащенных железом участков было Сыдинское железорудное месторождение. Месторождение находится в верховьях р. Сыды в Восточном Саяне. Оно было разведано в 1932—1933 гг. Л. Д. Староверовым, отнесшим его к метаморфизованным осадочным месторождениям. Приурочено месторождение к толще хлоритово-серицитовых сланцев. Мощность рудного горизонта 150—200 м и прослежен он на протяжении 7 км, а далее к востоку срезывается прорывающей его интрузией гранитоидов. По Л. Д. Староверову рудные тела залегают в виде линз длиной каждая до 500 м. Руды сложены магнетитом и гематитом. Среднее взвешенное содержание железа — 35%. Запасы руд оценены в 30 млн. тонн, подсчитанных по магнитометрическим данным. В 1951 г. месторождение было отнесено к гидротермальным, связанным с прилежащим телом гранитоида, и запасы руд снижены вдвое.

Осмотр месторождения В. К. Ермаковым в 1955 году показал, что оно приурочено к горизонту хлоритовых сланцев и амфиболитов толщи хлоритовых сланцев. Характер оруденения различен. Здесь обычны типичные железистые кварциты — полосчатые образования из чередующихся тонких полосок кварца и тонкочешуйчатого железного блеска с довольно высоким содержанием железа, порядка 20—25% и выше.

Однако преобладающая часть руд является переотложившейся и представлена крупнопластинчатым гематитом или магнетитом; последний массивен или полосчат с чередованием толстых полосок магнетита и тонких — кварца.

Характерно широкое распространение кварца, связанного с прорывающей железистые кварциты интрузией гранитоидов. Обычно замещение железистых кварцитов кварцем. В зальбандах жилок кварца обычен крупнопластинчатый железный блеск, аналогичный таковому описанных гематитовых руд.

Имеются все основания утверждать, что месторождение представляет из себя переработанное действием растворов интрузии гранитоидов месторождение железистых кварцитов. Следует подчеркнуть, что запасы руд месторождения приуменьшены, так как не учтены немагнитные гематитовые руды.

Проведенными до настоящего времени работами установлено широкое распространение железистых кварцитов на обширной площади Западного Саяна, но они распространяются и далее — на северо-восток в пределы соседних частей Восточного Саяна, где приурочены к той же

толще серицито-хлоритовых сланцев. Так, ниже было кратко охарактеризовано Сыдинское железорудное месторождение, связанное с железистыми кварцитами. Однако изучение железистых кварцитов в прилежащих к Западному Саяну участках Восточного Саяна не производилось. Указания же на их наличие здесь имеются в виде образцов их в Минусинском музее. Так, нами в 1948 г. были обнаружены образцы железистых кварцитов из вершины рр. Сисима и Сейбы.

Таким образом, на территории Западного Саяна богатых железом железистых кварцитов, не подвергшихся обогащению, не установлено, но намечается, что в восточных и западных участках Западного Саяна имеется тенденция к повышению содержания железа в железистых кварцитах.

Кроме того, установлены два процесса, приводящие к последующему перетолжению железа в железистых кварцитах и образованию богатых железом руд. Оба процесса связаны с интрузиями или альбититов с габбро или с интрузиями гранитоидов.

Задачей освоения железистых кварцитов Западного и прилежащих частей Восточного Саяна является дальнейшее систематическое изучение закономерностей распределения железистых кварцитов и изменения содержания в них железа с целью нахождения площадей с первично богатым содержанием железа. Вторая более важная задача заключается в нахождении вторично концентрированных их участков. Они должны приурочиваться к контактовым зонам гранитоидов и альбититов и, возможно, гипербазитов, если признать правильным выводы J. W. Grier'a [11].

Помимо районов, описанных выше, поиски подобных месторождений следует рекомендовать поставить на площадях вблизи интрузивных тел в местах прорыва ими горизонта железистых кварцитов. Из таких участков можно назвать, например, район левобережья р. Джоя, главным образом, вблизи р. Енисея. Здесь известен ряд точек с заявками на железные руды. В Минусинском музее хранится образец магнетита из вершины р. Рудной, левого притока р. Он. Судя по этикетке, приложенной к образцу, магнетит залегает среди хлоритовых сланцев. По нашим наблюдениям 1955 года, как раз в вершине р. Рудной должен проходить горизонт железистых кварцитов. Отсюда он направляется на северо-восток к устью р. Большой; здесь найдены нами глыбы железистого кварцита.

Подобных участков, в которых можно ожидать встретить переработанные и обогащенные железом железистые кварциты, должно быть значительное количество.

Итак, на сегодняшний день железистые кварциты Западного Саяна систематически и целеустремленно не изучались. Вместе с тем они привлекают к себе внимание возможностью нахождения связанных с ними месторождений железных руд.

ЛИТЕРАТУРА

1. Баженов И. К. — Западный Саян — Очерки по геологии Сибири, изд. Академии наук СССР, 1935 г.
2. Баженов И. К. — Новые железорудные месторождения в Западном Саяне — Вестник Зап. Сиб. Геологоразв. треста, 1932, № 2, стр. 34—42.
3. Баженов И. К. — Предварительный отчет о работе Западно-Саянского подотряда Южно-Енисейской экспедиции СОПС Академии наук СССР — рукопись, фонды Южно-Енисейской экспедиции, 1948 г.
4. Батов Н. А. — Геологическое строение правобережья р. Енисея между 53° и 53°40' сев. широты — Изв. Зап. Сиб. Геологоразв. треста, 1931 г., т. XI, вып. I.

5. Кудрявцев А. Г. — О нижнем силуре Западного Саяна — доклады АН СССР, 1949 г., т. 67, № 4.
 6. Пинус Г. В. — Сб. Магматизм и связь с ним полезных ископаемых, 1955 г., стр. 92—95.
 7. Сивов А. Г. — О нижнем силуре Западного Саяна — Изв. Томского политехн. инст., т. 82, вып. I, 1944 г.
 8. Судовиков Н. Г. — К вопросу о возможной связи гидротермального оруденения с гранитизацией — Сб. Магматизм и связь с ним полезных ископаемых, 1955 г., 154—178.
 9. Филатов К. С. — Железные руды Хакасско-Минусинского района. — Вестник Зап. Сиб. Геологоразв. треста, 1932, № 2, 14—25.
 10. Bruce E. L. — Pre-Cambrian iron formations — Bull. of the Geol. Society of America — 1945, v. 56, N 6, 589—602.
 11. Gruner J. W. — Hydrothermal Oxidation and Leaching Experiments — Economic Geology, 1930, p. 864.
-

ТРУДЫ
ТОМСКОГО ГОСУДАРСТВЕННОГО УНИВЕРСИТЕТА
имени В. В. КУЙБИШЕВА

Том 164

Серия геологическая

Б. М. ТЮЛЮПО

К ВОПРОСУ О ВТОРИЧНЫХ КВАРЦИТАХ

Термину «вторичные кварциты» придавалось различное толкование. Одно время вторичными кварцитами называли все кварцитоподобные породы различного генезиса, в том числе контактовые роговики, яшмы, кремнистые породы и т. д. В настоящее время принято считать, что вторичные кварциты являются самостоятельным генетическим комплексом, таким же, как скарны или грейзены.

По определению Н. И. Наковника, сделавшего очень много для выяснения данного вопроса, вторичные кварциты являются окварцованными продуктами изменения кислых и средних пород, преимущественно вулканических, характеризуются типичной совокупностью геолого-петрографических, минералогических признаков и образуются в процессе гидротермального метасоматоза (1947, 1954).

Д. С. Коржинский относит к вторичным кварцитам плотные, устойчивые породы, преимущественно кварц-серицитового состава, возникшие в результате приконтактового выщелачивания в вулканических комплексах (1953).

Из приведенных определений видно, что по вопросу образования вторичных кварцитов существуют некоторые расхождения. В то же время вопрос этот весьма важен, так как с подобными породами связаны многочисленные полезные ископаемые и они являются одним из главных критериев поисков богатого глиноземом высокоогнеупорного сырья, корунда и металлических руд.

На примере некоторых районов Кузнецкого Алатау и Восточного Саяна, где вторичные кварциты сравнительно широко развиты, можно показать некоторые особенности генезиса подобных образований, тем более, что в этих районах с вторичными кварцитами связаны месторождения железных руд и некоторых других металлов. В известной сводке по околорудным измененным породам (1954), а также в ряде работ Н. И. Наковника (1938, 1947) не имеется указаний на связь вторичных кварцитов с месторождениями железа, да и вообще до последнего времени полагали, что с такими окварцованными породами связано, главным образом, нерудное сырье. В действительности в геологическом строении ряда железорудных месторождений Кавказа, Западной и Восточной Сибири вторичные кварциты играют не последнюю роль и это вполне естественно, если принять во внимание широко известные процессы приконтактового выщелачивания, наблюдающиеся во многих контактово-метасоматических месторождениях.

Не совсем правильно также утверждение о связи кварцитов преимущественно с мезозойскими вулканическими комплексами и о незначительном развитии их в кембрии (Н. И. Наковник, 1954). В Алтае-Саянской горной системе процессы метасоматического изменения пород особенно интенсивно проявились в кембрии и среднем палеозое.

В эффузивно-осадочных образованиях кембрия ряда районов Кузнецкого Алатау и Восточного Саяна значительным распространением пользуются кислые и основные эффузивы (альбитофиры, кератофиры и спилиты). Эти породы местами прорваны резко гипабиссальными интрузиями разнообразного, чаще гранодиоритового состава. Исследование этих пород показывает, что часто они подвергались значительным изменениям, выражающимся, прежде всего, в окварцевании и альбитизации, причем наблюдаются постепенные переходы от почти неизменных разновидностей порфиров и порфиритов к нацело замещенным кварцем породам, содержащим типичные минералы вторичных кварцитов: серицит, пирит, гематит и другие.

Породы типа вторичных кварцитов особенно часты вблизи скарновых месторождений железа.

Так, в Ирджинском железорудном месторождении вторичные метасоматические кварциты образуют зоны, протягивающиеся на расстояние одного километра при мощности до нескольких десятков метров. Кроме таких выдержанных зон, довольно обычны линзообразные и жиллообразные тела, мощность которых иногда равна всего нескольким десяткам сантиметров. Общее простирание кварцитов подчиняется в основном простиранию основных тектонических зон, которые протягиваются почти в широтном направлении. Контакты вторичных кварцитов с окружающими породами обычно расплывчатые, с постепенным уменьшением содержания кварца и увеличением количества минералов окружающих пород, но наблюдаются и сравнительно резкие контакты, без постепенных переходов.

Различие в характере контактов можно объяснить изменяющейся проницаемостью пород для растворов: там, где существовали более приоткрытые трещины, были менее благоприятные условия для проникновения растворов в боковые породы и возникали жиллообразные тела кварцитов, в условиях же развития тонких, но многочисленных трещин метасоматическое замещение пород проходило особенно интенсивно. Различие между двумя такими морфологическими типами кварцитов можно сравнить с развитием грейзенов околоскарновых жил и грейзенов без кварцевых жил.

Вторичные кварциты Ирджинского месторождения очень разнообразны по внешнему виду, хотя для всех них характерно плотное литоидное сложение и полураковистый излом. Окраска кварцитов то светло-серая, то темно-серая, часто зеленоватая или красновато-серая, причем в одном образце можно наблюдать и участки с серой окраской и с сургучно-красной. Структурно-текстурные особенности кварцитов отражают структуры и текстуры подвергшихся замещению пород: можно встретить и полосчатые разности, и порфировые, и однородные мелкозернистые. Под микроскопом структура чаще всего гранобластическая, мелкозернистая, но встречаются пятна и линзы среднезернистой или порфировой структуры; иногда наблюдаются даже флюидальная и пизолитовая структуры.

В основной своей массе кварциты сложены кварцем, серицитом и альбитом; постоянно, но в меньших количествах, присутствуют хлорит, карбонаты, каолинит и рудные минералы, среди которых наиболее обычны гематит и пирит. В некоторых образцах отмечаются акцессорные

циркон, апатит, рутил и сфен. Характерной особенностью состава вторичных кварцитов Ирдзинского месторождения является широкое развитие альбита, хлорита и карбонатов, которые являются второстепенными минералами вторичных кварцитов Казахстана, а также сравнительно слабое развитие такого весьма характерного минерала кварцитов, как алунит. Эта особенность связана с составом пород, подвергшихся метасоматозу, а именно, с бедностью этих пород калием и богатством их натрием, кальцием и железом.

Таким образом, мы имеем здесь серицитовую фацию вторичных кварцитов по классификации Н. И. Наковника (1934), приближающуюся иногда к пропилитам (Наковник, 1955).

Как показывает изучение геологической карты, реликтовых структур и текстур, а также реликтов первичных минералов, вторичные кварциты возникают при замещении самых разнообразных пород: известняков, кератофигов, спилитов и диоритовых порфиринов. Особенно охотно замещаются кварцем известняки и кератофиры. Процесс окварцевания можно хорошо проследить в нескольких обнажениях, где наглядно виден переход от нормальных известняков и слабо окремненных кератофигов до типичных кварцитов, в которых совсем исчезают черты первичных пород, причем, окварцевание известняков сопровождается перекристаллизацией и доломитизацией, а окварцевание кератофигов — переходом альбит-олигоклаза в альбит или серицит, и темноцветных компонентов в хлорит. Замещение эффузивов начинается с изменения основной массы, которая приобретает гранобластическую структуру и кварц-серицитовый состав. При дальнейшем развитии процесса происходит переработка и замещение порфировых выделений. Затем неоднократно происходит дробление и залечивание трещин поздними генерациями кварца. Всего можно выделить не менее пяти генераций кварца, отличающихся размером зерен и цветом.

Насыщенность замещаемых пород железосодержащими минералами приводит к обильному развитию в кварцитах гематита и магнетита, перешедшего в мартит, придающих породам сургучно-красный или темно-серый цвет, а местами пирита, при выветривании которого кварциты приобретают пористость. Иногда гематит и пирит присутствуют совместно.

Наличие в кварцитах гематита, магнетита и пирита свидетельствует об изменении режима серы и кислорода в процессе метасоматоза (А. Г. Бетехтин, 1953). Так как гематит связан с самыми ранними генерациями кварца, а пирит с четвертой и пятой генерациями, то можно считать, что вначале в растворах была более высокой концентрация кислорода, а затем увеличилась концентрация серы.

Заслуживает внимания вопрос о взаимоотношениях вторичных кварцитов, скарнов и руд. Как показывают наблюдения, формирование кварцитов началось раньше процесса скарнирования, но закончилось несколько позже, уже в сульфидную стадию.

Вторичные кварциты очень редко непосредственно контактируют с рудными телами, только в некоторых точках можно видеть очень густую вкрапленность и жилки магнетита в них; чаще они отделены от руд зоной скарнированных или амфиболитизированных пород, причем контакт руд со скарнами и амфиболовыми породами обычно резкий, а контакт этих пород с вторичными кварцитами более или менее расплывчатый, с наличием переходных разностей. Кроме того, иногда удается наблюдать в кварцитах присутствие отдельных зерен гранатов или пироксенов. Вместе с тем, наличие в кварцитах и скарнах жилок среднезернистого кварца с пиритом говорит за продолжающееся окварцева-

ние. В некоторых месторождениях восточных склонов Кузнецкого Алатау процесс окварцевания захватывает даже и магнетитовые руды с образованием полосчатых железных руд, похожих вследствие последующей расщепки на железистые кварциты.

В последующее время кварциты, как и другие породы кембрия, подверглись местами дроблению с образованием тектонических брекчий. На них можно наблюдать зеркальные плоскости скольжения и штрихи.

Как подойти к выяснению генезиса кварцитов? Связывать ли их образование с фумарольно-солфатарной деятельностью кислых эффузивов, которые в районе переслаиваются с известняками, приурочиваясь в основном к верхним горизонтам толщи, или с приконтактовым выщелачиванием пород под воздействием растворов, отделившихся от субвулканической диоритовой интрузии?

Необходимо отметить, что эффузивы кембрия пользуются в районе значительным распространением, известны они далеко за пределами месторождения, но вторичные кварциты приурочены к сравнительно небольшому участку, к крайнему юго-западному выступу кембрия, где наиболее интенсивно проявились тектонические процессы. Прежде всего бросается в глаза связь вторичных кварцитов с ослабленными зонами, с участками, где наиболее полно проявились процессы замещения, часто с образованием скарнов и руд. Не вызывает сомнения тот факт, что доломитизация, окварцевание, скарнирование и оруденение связаны друг с другом и являются этапами единого направленного процесса, а поэтому и источником растворов должна являться одна магма.

Скарнирование и оруденение связываются в Ирдзинском месторождении с резко гипабиссальной, субвулканической интрузией непостоянного, но в целом диоритового состава. Главными петрографическими разновидностями этой интрузии являются диоритовые порфириды и дайкообразные тоналиты. Диоритовые порфириды сами местами окварцеваны и скарнированы. Следовательно, формирование вторичных кварцитов связано с внедрением диоритовых порфиритов.

Ход процесса можно представить в следующем виде.

1. Внедрение диоритовой магмы, богатой летучими компонентами, в приповерхностные участки земной коры. Одновременно с внедрением магмы происходит формирование тектонически ослабленных зон, что вызывает интенсивное отделение летучих вследствие резкого понижения давления. Возникшие послемагматические растворы имели значительную концентрацию кислорода и кислую реакцию.

2. При просачивании по трещинам и порам отделившиеся кислые растворы производили выщелачивание ряда минералов (полевые шпаты, роговые обманки) с отложением на их месте кварца и гематита.

Просачивание растворов происходило не по контактам активных пород с вмещающими, а по зонам скалывания, простирающие которых почти совпадает с простираемостью осей складок. По мере продвижения растворов в более охлажденные участки происходило изменение их кислотности, что дало возможность заместить даже известняки.

3. Последующие порции растворов были менее кислыми и более обогащены серой, что в приповерхностных условиях привело к окислению серы с образованием серной кислоты и в дальнейшем алунита.

4. Внедрение более кислых порций магмы, давшей тоналиты, привело к увеличению температуры в зоне контакта и зонах разлома, вследствие чего создались благоприятные условия для формирования скарнов. Необходимо отметить, что внедрение поздних порций магмы происходило в уже прогретые породы. Эта же магма в процессе дифференциации дала и растворы, обогащенные железом. В процессе скарнирования и

амфиболизации продолжался вынос кремнекислоты, причем часть кремнекислоты освобождалась при скарнировании кислых эффузивов. Кремнезем, передвигаясь в более удаленные от скарнированных зон участки, замещал окружающие породы и иногда давал жилки кварца в ранее сформированных кварцитах.

Приведенные факты свидетельствуют о том, что вторичные кварциты образуются в особых геолого-тектонических условиях (малые глубины) при замещении любых пород гидротермальными растворами, отщепившимися от основных или кислых, богатых летучими магм.

ЛИТЕРАТУРА

1. А. Г. Бетехтин. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования. Сб. Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях, Издание АН СССР, 1953.
2. Д. С. Коржинский. Очерк метасоматических процессов. Сб. Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. Изд. АН СССР, 1953.
3. Н. И. Наковник. Вторичные кварциты и связь их с прочими метаморфизованными породами. Сов. Геология, 1938, т. VIII, № 11.
4. Н. И. Наковник. Вторичные кварциты, их минеральные фации, генезис и практическое значение. Изв. АН СССР, серия геол., № 1, 1947.
5. Н. И. Наковник. Вторичные кварциты. Сб. Измененные околорудные породы и их поисковое значение, Госгеолтехиздат, 1954.

Т Р У Д Ы
ТОМСКОГО ГОСУДАРСТВЕННОГО УНИВЕРСИТЕТА
имени В. В. КУЙБЫШЕВА

Том 164

Серия геологическая

Б. М. ТЮЛЮПО
**О ПСЕВДОМОРФОЗЕ ГИДРОСИЛИКАТОВ НИКЕЛЯ
ПО МИЛЛЕРИТУ**

При изучении одного из районов Восточного Саяна, расположенного на правом берегу р. Енисея вблизи д. Б. Ирджи, была найдена интересная псевдоморфоза гидросиликата никеля по миллериту. В просмотренных руководствах по минералогии и в работах, освещающих многие месторождения никеля, в том числе и в известной работе И. И. Гинзбурга и И. А. Рукавишниковой (1951), не имеется указаний на замещение миллерита гидросиликатами никеля. Данная находка интересна в минералогическом отношении и, кроме того, она пополняет наши сведения о поведении никеля в приповерхностных условиях. В отличие от других известных находок гидросиликатов никеля, содержащих значительное количество примесей, найденный минерал почти не содержит посторонних, особенно механических, примесей. Представляет интерес и выяснение условий формирования подобных псевдоморфоз, а также первичного миллерита.

Необходимо отметить, что достоверных находок миллерита в пределах Алтае-Саянской горной системы не встречалось. Н. А. Оносовская (1940) указывает на присутствие в Глафиринском месторождении контактово-метасоматического типа, наряду с сульфидами свинца, цинка, меди и молибдена, минерала, предположительно отнесенного к миллериту. Размер зерен этого минерала не превышает сотых долей миллиметра; на него не действуют HNO_3 , HCl , KCN , FeCl_3 и KOH , потому определение сомнительно.

**1. Геологические условия нахождения миллерита
и гидросиликатов никеля**

Минералы никеля были обнаружены в темно-серых доломитизированных кристаллических известняках, возраст которых определяется на основании фауны археоциат и водорослей как переходный от нижнего к среднему кембрию. Известняки кембрия прорваны линейной интрузией перидотитов, превращенных в серпентиниты.

Ближайший от точки находки контакт известняков с серпентинитами находится в 400 метрах к востоку.

В 50 метрах к западу обнажаются кислые эффузивы верхнего силура — нижнего девона. В контакте с эффузивами известняки подверглись интенсивному дроблению с образованием тектонических брекчий, сцементированных или карбонатами, или минералами группы кремнезема.

Известняки, в которых встречены минералы никеля, также брекчированы. Структура их неравномернoзернистая, от мелко-до крупно-зернистой, они легко раскалываются на неправильной формы остроугольные обломки и рассекаются тонкими жилками белого кальцита и кварца. Иногда можно наблюдать участки порфиробластовой структуры, характеризующиеся наличием крупных (до 3—4 мм) буровато-черных с хорошо заметной спайностью зерен, погруженных в мелкозернистый агрегат светло-серых минералов. Под микроскопом порфиробласты четко выделяются на фоне основной массы своей однородностью и высоким рельефом, часто разъедаются основной массой и содержат большое количество мелких включений рудных минералов, представленных преимущественно мартитом и магнетитом. Основная масса сложена мелкими зернами карбоната, содержащего пятна и жилки роговиковoй структуры кварца, причем местами кварц целиком вытесняет карбонат. По показателям преломления порфиробласты представлены параанкеритом с $N_o = 1,696$ и $N_e = 1,512$, а карбонат основной массы может быть отнесен к доломиту с $N_o = 1,684$ и $N_e = 1,503$.

Как показывает изучение образцов и шлифов, первичные и вторичные минералы никеля приурочены главным образом к трещинкам в породе, иногда они располагаются непосредственно в параанкерите, иногда на продолжении жилок кварца, но наблюдается и пересечение гидросиликатами никеля кварцевых жилок. Обращает на себя внимание присутствие в известняках псевдоморфоз гидрогематита по пириту.

Серпентиниты, расположенные поблизости от места находки минералов никеля, имеют разнообразный облик, но сложены преимущественно хризотилом; местами в них обнаруживаются реликты ромбического пироксена (энстатита) и изредка реликты оливина. Из рудных минералов в них наблюдается только магнетит и ильменит. Содержание в серпентинитах никеля колеблется от 0,01 до 0,1 %. Сульфиды не были обнаружены.

2. Характеристика минералов никеля

Миллерит представлен в виде волосовидных или шестоватых со штриховкой кристаллов, иногда образующих радиально-лучистые агрегаты. Кристаллы миллерита обычно не имеют концевых граней, но на них хорошо заметны грани гексагональной призмы.

По удлинению размер кристаллов достигает 1 см; в поперечнике они имеют не более 0,2 мм. Цвет миллерита характерный латунно-желтый, блеск металлический, черта зеленовато-черная. Хорошо заметна спайность по ромбоэдру, вследствие чего шестики миллерита легко ломаются. Твердость несколько больше трех — медная игла оставляет слабый след. В пламени паяльной трубки плавится. Раствор миллерита в азотной кислоте имеет зеленый цвет и из него при добавлении диметилглиоксима выпадает ярко-розовый осадок.

Под микроскопом миллерит имеет латунно-желтый цвет, в скрещенных николях обнаруживаются изредка двойники. Минерал отчетливо анизотропен и изменяет свой цвет от светло-коричневого до грязно-зеленоватого. Миллерит сохраняется редко и только в наиболее трудно поддающихся раскалыванию образцах. Обычно он присутствует в виде реликтовых участков среди гидросиликатов никеля или в виде мелких зерен среди кварца.

Гидросиликаты никеля в изученных образцах имеются двух видов: непунит и гарниерит.

Непунит. Наиболее распространен и образует псевдоморфозы по миллериту. Проявляется непунит в виде зерен шестоватой формы,

характерной для миллерита, с сохранением штриховки и радиально-лучистого характера агрегатов. Минерал имеет яркий изумрудно-зеленый цвет, более темный в центре, что объясняется присутствием реликтовых зерен миллерита; блеск его стеклянный, излом чаще раковистый, но в порошке при наблюдении под микроскопом встречаются пластинки. Твердость порядка 2; хрупок.

Под микроскопом минерал имеет светло-зеленый цвет без заметно-го плеохроизма. В скрещенных николях виден рисунок, похожий на рисунок спутанно-волокнистого серпентина, причем главная масса волокон располагается под углом к удлинению зерен. Угол погасания по отношению к удлинению равен 31° , удлинение положительное, $N_g = 1,604-1,602$, $N_p = 1,592-1,590$, $N_g - N_p = 0,012$. Зерна с агрегативной поляризацией имеют $N = 1,596$. Оптический знак и угол оптических осей вследствие незначительных размеров отдельных индивидов определить не удается.

В азотной кислоте растворяется при подогревании с образованием студенистого осадка зеленого цвета, который при прибавлении диметилглиоксима приобретает яркий розовый цвет.

Подобный минерал из Тюленевского месторождения описан Е. Ф. Алексеевой и М. Н. Годлевским (1937). Авторами приводится следующая его характеристика.

«Непунит представлен в виде псевдогексагональных листочков с совершенной спайностью, в виде радиально-лучистых агрегатов и в виде агрегативно поляризующих зерен. Оптические свойства пластинок — $N_g = 1,635$, $N_g - N_p = 0,018$, $2v = -0^\circ$. В той же работе под названием ревденскита приводится описание непунита из Петровского месторождения на Урале. Непунит в этом месторождении присутствует в форме неправильных зерен с агрегативной поляризацией, в форме радиально-волокнистых агрегатов и, реже, в форме пластинок. Зерна с агрегативной поляризацией имеют $N = 1,596$, пластинки имеют низкое двупреломление и $N = 1,603$.

Охарактеризованный нами минерал весьма близок по оптическим свойствам к непуниту Петровского месторождения.

Гарниерит встречается реже, чем непунит, и проявляется в виде пятен светло-зеленого цвета и рыхлого сложения. Местами можно заметить, что гарниерит присутствует вместе с непунитом, но чаще он образует самостоятельные агрегаты. Под микроскопом видно, что данный минерал имеет колломорфную структуру и проявляется в виде округлых образований, имеющих концентрически зональное строение. Некоторые зерна агрегативно поляризуют, показатель преломления изменяется от 1.591 до 1.602, плеохроизм не наблюдается.

Реакция на никель дает положительный результат.

Подобный минерал из Тюленевского месторождения описан теми же авторами (Алексеева и Годлевский, 1937), которые указывают, что зерна гарниерита агрегативно поляризуют или образуют сферолиты, показатель преломления их около 1.603. Весьма похож на описанный нами гарниерит из Новой Каледонии (Е. Ф. Алексеева, 1937). Здесь данный минерал имеет изумрудно-зеленый цвет, твердость его 2,5, хрупок. Показатель преломления изменяется от 1.588 до 1.611, плеохроизм минерала слабый.

3. Некоторые соображения о генезисе миллерита и гидросиликатов никеля

Известно, что миллерит может образоваться в эндогенных и экзогенных условиях (А. Г. Бетехтин, 1952).

Чаще всего миллерит встречается в ликвационных медно-никелевых месторождениях типа Сёдбери как позднейший минерал, развиваясь за счет пентландита. Присутствует миллерит также в тальково-карбонатных или кварцево-карбонатных породах, возникших при гидротермальном изменении ультраосновных изверженных пород, причем проявляется он в этих случаях в виде тонких жилок или радиально-лучистых агрегатов вдоль трещин. В таких случаях образование его связывается с воздействием на содержащие никель силикаты гидротермальных растворов, богатых серой (Бетехтин, 1952).

В описанном случае более вероятно последнее объяснение, то есть образование миллерита здесь можно объяснить выщелачиванием из серпентина никеля гидротермальными сернокислыми растворами. Но отложение миллерита из этих растворов происходило не в материнских породах и не в продуктах гидротермального метасоматоза таких пород, а на более или менее значительном расстоянии от них в известняках — явление очень редкое и не описывается в известной нам литературе.

Ультраосновные породы района, где сделана находка минералов никеля, подверглись, главным образом, серпентинизации и рассланцовке, тальково-карбонатные образования очень редки и встречаются ближе к интрузии диоритов, расположенной в нескольких километрах к СВ. В то же время признаки воздействия на серпентиниты более поздних гидротермальных растворов, связанных с диоритами верхнекембрийского возраста, наблюдаются часто и выражаются в наличии среди серпентинитов маломощных кварцевых жил, в образовании хризотил-асбеста, арагонита и иногда в пропитывании мелкозернистым кварцем. Следовательно, условия для выщелачивания никеля из силикатов имелись.

Но для того, чтобы обогащенные никелем растворы могли перенести его на некоторое расстояние, они должны были иметь очень кислую реакцию, так как выпадение никеля из концентрированных растворов происходит при $pH = 5,5$, а окружающие породы, в том числе и сами серпентиниты, должны были сильно понижать кислотность. По-видимому, растворы действительно имели кислую реакцию, но, кроме того, стабилизирующее действие на них должна была оказывать кремнекислота. Именно богатство растворов кремнекислотой и обусловило перенос никеля на значительное расстояние. О том, что растворы содержали серу, свидетельствует присутствие в известняках обильного пирита, часто превращенного в гидрогематит.

Таким образом, мы приходим к выводу, что при формировании миллерита никель был заимствован из ультраосновных пород, но выщелачивание его и перенос происходили под воздействием гидротермальных растворов, связанных с дифференциацией более молодой основной магмы.

Из особенностей генезиса миллерита вытекает и своеобразие генезиса вторичных минералов никеля.

Принято считать, что гидросиликаты никеля образуются путем осаждения из сложных, обычно коллоидных растворов при понижении кислотности среды до 6,6 с одновременным выпадением кремнекислоты (И. И. Гинзбург, 1951). Могут возникнуть силикаты никеля и путем замещения никелем минералов магния и кальция, в частности при замещении серпентина, причем в условиях слабой концентрации в растворах CO_2 и SiO_2 , при значительном содержании NiO , образуется непуит, а при значительных концентрациях CO_2 и SiO_2 происходит образование гарниерита. Но как в первом, так и во втором случаях образование силикатов никеля происходит при наличии грунтовых вод, содержащих никель. В большинстве случаев образующиеся таким путем минералы

никеля содержат большое количество примесей и имеют непостоянный химический состав.

Образование силикатов никеля в охарактеризованных условиях происходило принципиально иным путем. Поверхностные воды, обогащенные CO_2 и отчасти SiO_2 , не содержали никель в достаточных для образования самостоятельных минералов концентрациях. В данном случае происходило растворение миллерита с одновременным отложением на его месте силикатов никеля. Этому способствовало то, что миллерит заключен в карбонатах, содержащих Са и Mg, которые исключали возможность миграции никеля в грунтовых водах.

Наиболее благоприятными направлениями для замещения были направления спайности миллерита, вследствие чего и наблюдается волокнистость в непуите.

Приведенные соображения о генезисе минералов никеля дадут возможность находить проявления никелевого оруденения в несколько необычных условиях, даже при относительно незначительной зараженности металлом ультраосновных пород.

ЛИТЕРАТУРА

1. Е. Ф. Алексеева и М. Н. Годлевский. Рентгенометрическое изучение гидросиликатов никеля. ЗВМО, ч. 66, № 1, 1937.
2. А. Г. Бетехтин. Минералогия. Госгеолтехиздат, 1952.
3. И. С. Волюнский. Определение рудных минералов под микроскопом, т. III, Госгеоллиздат, 1949.
4. И. И. Гинзбург и И. А. Рукавишникова. Минералы древней коры выветривания Урала. Изд. АН СССР, 1951.
5. А. А. Глазковский. Никель. Оценка месторождений при поисках и разведках, вып. 4. Госгеоллиздат, 1949 г.
6. Г. С. Грицаенко. К вопросу о классификации магнезиально-никелевых гидросиликатов. Сб., посвящ. акад. А. Е. Ферсману. Изд. Акад. наук СССР, 1946.
7. Э. Дэна, К. Пэлач и др. Система минералогии, Изд. иностр. литературы, 1953.
8. Т. Н. Шалдуи. Миллерит. Минералы СССР, т. II, изд. АН СССР, 1940.

ТРУДЫ
ТОМСКОГО ГОСУДАРСТВЕННОГО УНИВЕРСИТЕТА
имени В. В. КУЙБЫШЕВА

Том 164

Серия геологическая

Ю. В. ИНДУКАЕВ

**СТРУКТУРА БУДИНАЖ В ПОРОДАХ РУДНОЙ ЗОНЫ
ХАЙЛЕОЛСКОГО ЖЕЛЕЗОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ**

В административном отношении район Хайлеолского месторождения входит в состав Таштыпского района Хакасской автономной области, занимая площадь в бассейне рек Большого и Малого Таштыпа, севернее и южнее руч. Хайлеол.

В структурно-региональном отношении оно располагается на юго-восточной окраине Кузнецкого Алатау, в области сочленения его с Таштыпским грабеном, представляющим крайнюю западную часть юго-западной впадины Минусинского межгорного прогиба.

Крупным Балыксинским тектоническим разломом субмеридионального направления район месторождения делится на две части: западную и восточную, которые отличаются друг от друга как по составу, так и по строению. В западной части района месторождения вскрываются кремнисто-карбонатные отложения синия — $Ст_1$ (по И. К. Кокодзееву, 1959), прорванные интрузией г. Малой Куль-Тайги, габбро-альбититовой интрузией и многочисленными дайками различного состава. Восточная часть сложена вулканогенно-осадочными отложениями $D_1—D_2$ возраста (по О. К. Полетаевой, 1934 и И. К. Кокодзееву, 1959 и др.).

Балыксинское дизъюнктивное нарушение, отчленяющее кремнисто-карбонатные отложения синия — $Ст_1$ возраста и девонские образования, носит региональный характер. Оно простирается от поселка Балыксы на севере вдоль р. Балыксу до ее истоков, пересекает верховья Б. и М. Таштыпов и уходит на юг, в бассейн р. Матура, где постепенно затухает, разветвляясь на несколько более мелких нарушений. В районе Хайлеолского месторождения Балыксинская зона смятия представляет собой сравнительно полого ($60—70^\circ$) падающий на запад взброс, сопровождающийся мощной зоной дробления (до 200—400 м), затрагивающей и $Ст_1$, и девонские отложения. Параллельно и в связи с этим основным нарушением развивается серия более мелких кулисообразных нарушений, которые как бы оперяют Балыксинский разлом. Особенно много такого рода нарушений наблюдается в поле развития кремнисто-карбонатных отложений, где к этой системе нарушений приурочены интрузивные тела и дайки габбро-альбититовой интрузии, с которой пространственно и генетически связано железоруденение. Здесь же максимального развития достигают метасоматически измененные породы, сопровождающие магнетитовые руды, и сами руды.

В пределах рудной зоны Хайлеолского месторождения все породы интенсивно дроблены и брекчированы с образованием самых различных текстур и структур. Наибольший интерес представляет собой структура, известная в геологической литературе под названием структуры будинаж. Этот тип структуры и примеры пластической деформации были изучены и описаны рядом советских (Г. Д. Ажгирей, 1941; Ф. И. Вольфсон, 1955; Р. Г. Горецкий, 1956; А. А. Иванов, 1950; Г. Г. Кравченко, 1958; Н. Г. Судовиков, 1947) и зарубежных (Г. Ремберг, 1957; А. Пинжер, 1953; Р. Шрок, 1950 и др.) геологов в различных районах как за границей, так и на территории СССР. Так, например, С. Вегманн изучил и описал эти структуры в южной части Финляндии, Г. Ремберг — на территории западной Гренландии и по побережью Норвегии, а Н. Г. Судовиков — среди архейских пород западного Беломорья. Очень характерны эти структуры для некоторых сибирских месторождений, о чем свидетельствует их нахождение на Амपालыкском, Хайлеолском и других месторождениях.

Нами эта структура изучалась на Хайлеолском месторождении, где наши исследования устанавливают для них широкую распространенность, независимость от возраста деформированных образований и большое разнообразие участвующих в деформации пород.

На площади Хайлеолского месторождения широко развиты карбонатные породы нижнего кембрия, в которых наблюдаются во взвешенном состоянии и как бы «плавают» многочисленные обломки — будины самого различного состава, размеров и формы. Размер будин от нескольких мм до 2,5 м, реже — до 3,5 м, в среднем — 5—15 см. Вещественный состав будин самый разнообразный. Встречаются будины кварцитового (к — 118), габбрового (скв. 22 и 10), альбититового (скв. 22 и 4) и скарнового состава. Так например, по скважине № 4 было замечено, что в белых полосчатых мраморах наблюдаются будины в форме параллелепипеда зелено-серых диабазовых порфиритов, размеры которых колеблются от 3—5 см в поперечнике до 25—30 см в длину. Точно такая же картина наблюдается в ряде других скважин и канав. Так, в скважине № 1 среди серых и темно-серых мраморизованных известняков встречаются отдельные боченковидные, брусчатые и линзообразные будины габбро и пироксен-амфибол-магнетитовых скарнов. Очень часто, особенно по скважине № 10 и канаве № 118, встречаются будины кварцитов линзообразной формы среди темно-серых битуминозных мраморизованных известняков. Размеры этих будин колеблются от 2×4 см до 5×10 см.

Форма будин бывает довольно разнообразная и находится в тесной связи со стадией развития структур. Выделяются следующие формы будин:

1. Эмбриональная, или зачаточная, форма, которая характеризуется неполным разрывом более жестких дайковых пород, заключенных в карбонатную массу в процессе наложения пластической деформации. В этом случае тело более жестких дайковых пород сохраняется как единое целое, но разбивается мелкими трещинками, не разделяющими его на изолированные будины (рис. 1). Эта форма приурочивается к участкам малой степени растяжения, тяготея к западной части рудной зоны.

2. Брусчатая и параллелепипедальная форма возникает при продолжающейся деформации жестких пород, когда отдельные участки отделяются и могут перемещаться как в вертикальном, так и в горизонтальном направлениях, что часто наблюдается по скважине № 22 (рис. 2). В случае образования их генезис объясняется за счет растяжения

в одном направлении и развития одной системы секущих трещин растяжения.

3. Правильная симметричная прямоугольная форма будин с резко выраженными углами (рис. 3). Генезис таких будин, согласно Г. Рембергу, следует объяснять тем, что в условиях их образования тела, подвергающиеся расчленению, были более хрупкими и более прочными по сравнению с вмещающими породами. Хрупкость тел, подвергнутых деформации, образующих прямоугольные будины, явствует из того, что под воздействием растягивающего усилия произошел разрыв без образования пластической шейки; на прочность тел указывает отсутствие деформации на углах будин, где должно было существовать скалывающее напряжение. Будин



Рис. 1.

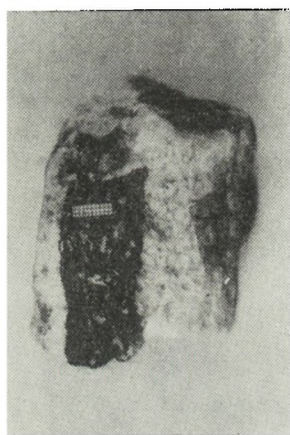


Рис. 2.



Рис. 3.

ны, представленные прямоугольными телами, сложены различными дайковыми породами.

4. Бочонковидная форма будин (рис. 4) является широко распространенной и, как считает Н. Г. Судовиков и другие, является нормальной или классической формой проявления будинажа. Эта форма будин проявляется на отдельных интервалах скважин № 18 и в ряде канав центрального участка. Бочонковидная форма будин возникает в результате следующего за разрывом пластического течения и бокового удлинения во внешних частях будин. Это пластическое течение внешних частей бывает столь значительно, что последние приобретают линзообразную форму.

5. Линзообразная форма будин является сравнительно редко встречающейся среди будинажных структур Хайлеолского месторождения. Как указывает Г. Ремберг, линзообразные будины возникли не в результате пластического течения, продолжавшегося после разрыва, как указывалось выше, а скорее во время пластического растяжения путем образования пережатой шейки перед отчленением отдельных будин.



Рис. 4.

Сузившиеся концы таких будин в структурном отношении резко отличаются от линзовидных будин.

6. Линзовая форма характерна для отдельных интервалов скважины № 22 и для ряда шурфов и канав южного участка. Она характеризуется наличием будин в форме линз, обычно альбититового состава, заключенных в плотную массу метасоматически измененных темно-серых полосчатых известняков (рис. 5).

Размеры линз колеблются от 0,5—1,5 см в ширину и от 2—3,5 см в длину.

7. Ромбовидная форма будин встречается крайне редко и отмечается в единичных шурфах и скважине № 4. Размеры ромбов колеблются от $1,2 \times 1,5$ см до $2,5 \times 2,7$ см. Ромбы в большинстве случаев деформированы и характеризуются срезанными углами.

8. Округлая форма будин встречается на отдельных интервалах скважины № 4 (рис. 6). Будины этой формы образуются в результате продолжающейся деформации отдельных прямоугольных, брусчатых и параллелепипедальных тел, которые постепенно округляются и перемещаются как в вертикальном, так и горизонтальном направлениях.

9. Неправильная, угловатая, часто остроугольная форма будин пользуется наиболее широким распространением среди описываемых структур (рис. 7). Они образуются в условиях большой пластической среды и большого растяжения.

В горных породах в будинах большей частью сохраняется первичный минералогический состав и первичные структуры магматических



Рис. 5.

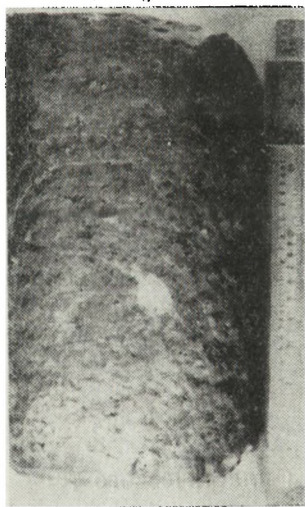


Рис. 6.

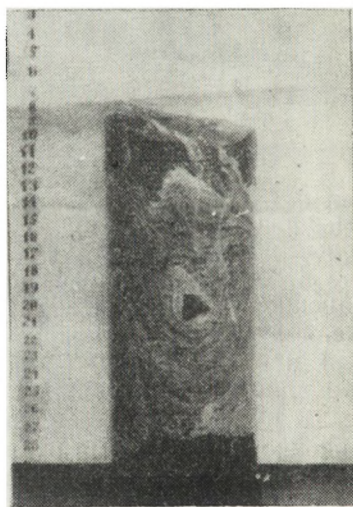


Рис. 7.

горных пород. Неизмененные или слабо измененные габбро и диабазы, слагающие будины, по краям метаморфизируются и превращаются в амфиболиты. Характерна небольшая мощность таких каемок (обычно несколько мм).

При тектонической деформации, вызвавшей пластическое течение мраморов и мраморизованных известняков, местами произошла перекристаллизация этих пород на контактах с будинами. Интересно отметить, что каемки перекристаллизованных мраморизованных известняков и мраморов обособляются лишь на определенных для всех обломков,

одних и тех же сторонах их, а зерна кальцита в этих каемках также имеют одинаковую ориентировку, подчеркивая направление тектонических усилий. Результаты пластического перемещения карбонатных пород можно наблюдать в широко распространенных фактах растаскивания обломков кремнистых пород, выразившихся в образовании маломощных «жилок» мраморизованных известняков, пересекающих будины кремнистых пород от контакта до контакта и сливающихся с общей вмещающей карбонатной массой. По-видимому, вследствие неравномерного давления, которому подвергались различные участки обломков, последние постепенно разрывались по трещинам, и образовавшиеся полости заполнялись пластичной карбонатной породой.

Большинство будин деформировано и разбито трещинками с развитием по ним густой сети прожилков кальцита и кварца, некоторые из них одновременно с этим повернуты (рис. 8). По таким деформациям, как отмечает Г. Ремберг, можно сделать вывод о значительных сдвигах, параллельных напластованию вмещающих кремнистых и карбонатных пород. Ввиду того, что в большинстве случаев изучению подвергался керн, в подавляющей массе исследованных будинаж структур сдвиги такого рода не были ясно выражены. При изучении будинаж структур выяснено, что пространство между будинами не заполняется целиком мраморами или мраморизованными известняками, а частично выполняется новообразованными минералами, которые развиваются метасоматическим путем как вокруг будин, так и проникают в них по трещинам. Г. Ремберг отмечает, что во время образования будин вмещающие породы находятся под меньшим давлением. Они трещиноваты и могут быть благоприятными для движения растворов или впоследствии испытывают усадку. Таким образом, по трещинам, окаймляющим будины, могут образоваться новые минералы. В наших условиях образуются кальцит, флогопит, пирит и др. Мощность таких жилок и оторочек незначительная и колеблется в пределах 0,5—1,5 мм. В отдельных случаях они подвергаются двухстороннему сжатию с образованием ассиметричных, реже симметричных складок (рис. 9). Последние нередко обтекают будины и во многих случаях приурочены к концам будин.

Таким образом, полученные данные позволяют определить структуру будинаж для карбонатных пород рудной зоны как возникшую в условиях пластической деформации и характеризующуюся определенной формой и расположением будин различного состава, заключенных в карбонатную массу, отличающуюся по составу или макро-и микроструктуре. Наличие в будинах кварцитов, габбро, диабазов, альбититов и скарнов позволяет считать, что процессы внедрения габбровой интрузии, формирование основных и субщелочных даек, а также скарнирование предшествовали формированию будинажных структур.

Различные исследователи, изучавшие будинаж, обычно считают, что развитие будинаж структур связано с наличием компетентных пород или тел между некомпетентными породами. К тому же принято считать, что удлинение, — параллельное напластованию таких комплексов, вызывает разломы компетентных пород, тогда как некомпетентные породы испытывают пластическое течение. Согласно теоретическим представлениям Г. Ремберга, удлинение некомпетентных пород вызывается теми же растягивающими усилиями, которые приводили к образованию местных пережимов в компетентном теле или пласте. Основной причиной, приведшей к удлинению некомпетентных пород, многие авторы считают сжатие, направленное либо перпендикулярно, либо под тупым углом к пласту, подвергнутому деформации.

В наших условиях пластическими или некомпетентными породами являются мраморы или мраморизованные известняки, а компетентными или хрупкими — интрузивные образования, метасоматические и другие породы. Главными факторами, определяющими развитие структур будинаж Хайлеолского месторождения являются: 1) движение, выраженное в форме растяжения и 2) различие в пластичности участвующих в деформации пород.

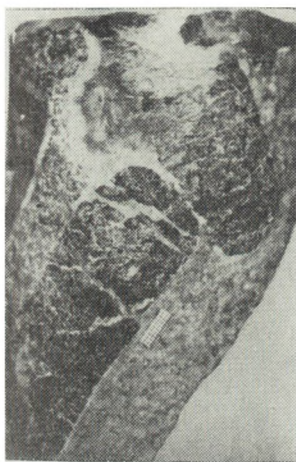


Рис. 8.



Рис. 9.

Вопрос о генезисе будинаж структур важен для понимания общей геологической истории Хайлеолского месторождения и связан с выяснением его перспективной оценки. Выявление этого трудно диагностируемого процесса может оказать существенную помощь как в решении общегеологических задач, так и вопросов, связанных с локализацией рудных тел.

ЛИТЕРАТУРА

- Ажгирей Г. Д. О механизме складчатости — «Горное дело и геология», Сб. № 16, 1947 г.
- Ажгирей Г. Д. — О возрасте кератофирового горизонта и геологическая структура Горной Осетии — «Советская геология», 1941 г., № 6.
- Вольфсон Ф. И. — Структуры рудных месторождений — «Основные проблемы в учении о магматических рудных месторождениях» М., 1955 г.
- Гарецкий Р. Г. — Кластические дайки — Изд. АН СССР, сер. геол., 1956 г., № 3.
- Иванов А. А. — Внутриформационные тектонические брекчи некоторых ископаемых соляных залежей — «Труды Всесоюз. научно-иссл. ин-та геологии», вып. 2, Госгеолиздат, 1950 г.
- Кокодзеев И. К. — Промежуточный отчет Таштыпской партии за 1957—1959 гг., Фонды КГУ.
- Кравченко Г. Г. — Пример пластической деформации известняков в зонах тектонических разломов — Изд. АН СССР, сер. геол., 1958 г., № 3.
- Кузнецов И. Г. — «Тектонические жилы» юрских известняков в докембрийских гранитах и кристаллических сланцах Балкарии (Сев. Кавказ) — Изд. АН СССР, сер. геол., 1940 г., вып. 1.
- Пинджер А. В. — Геология района месторождений Франклин-Стерлинг, Нью-Джерси, — «Геология параг. и запасы рудных заруб. месторождений свинца и цинка», Изд-во иностранной литературы, 1953 г.
- Поляков Г. В., Телешев А. Г., Федосеев Г. С., Чувакин В. С. — Магматические комплексы Хайлеолского железорудного месторождения (Кузнецкий Алатау) — Фонды КГУ.

- Ремберг Г. — Природный и экспериментальный будинаж структуры разлинзования — пер. А. А. Сорского, «Вопросы экс. тектоники», Сб. статей, пер. с английского, М., 1957 г.
- Судовиков Н. Г. — Структура будинаж в гранитизированных областях (по материалам исследования архея Западного Беломорья) — Доклады АН СССР, т. LVIII, № 8, 1947 г.
- Шрок Р. — Последовательность в свитах слоистых пород — Изд-во иностранной литературы, 1950 г.
- Эндрюс Э. — Геология месторождения Брокен-Хилл (в Австралии) — «Геол. парак. и запасы руд. заруб. месторождений свинца и цинка», Изд-во иностранной литературы, 1953 г.
- Quirke T. — Boudinage, an Unusual structural, Phenomenon — Bull. Geol. Soc. Amer., 34 (1923).
- Ramberg H. — The origin of metamorphic and metasomatic rocks — 317, Chicago. Univ. Chicago Press, 1952.
- Ramberg H. — A study of Pegmatites from West Grenland, Geol., Soc. Amer. Bull. (1956).
- Wegmann C — Note sur le boudinage. Bull. Soc. Geol. Fr., 1932, serie V, t. 2, fasc. 5—6—7, p. 477—489.
-

ТРУДЫ
ТОМСКОГО ГОСУДАРСТВЕННОГО УНИВЕРСИТЕТА
имени В. В. КУЙБИШЕВА

Том 164

Серия геологическая

Ю. В. ИНДУКАЕВ

**МИНЕРАЛОГИЯ СКАПОЛИТ-АМФИБОЛОВЫХ МЕТАСОМАТИТОВ
ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ РУДНОЙ ЗОНЫ
ХАЙЛЕОЛСКОГО ЖЕЛЕЗОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ**

Настоящая статья написана по материалам, собранным автором в районе Хайлеолского железорудного месторождения летом 1959 г. Автором были изучены и описаны своеобразные метасоматические породы, названные скаполит-амфиболовыми метасоматитами. Эти породы широко развиты в центральной части рудной зоны месторождения и в пространственном отношении приурочены к интрузивным породам габбро-альбититовой интрузии.

Хайлеолское железорудное месторождение, открытое в 1956 г. Сибирским геофизическим трестом, располагается в южной части восточного склона Кузнецкого Алатау, занимая центральную часть Абаканского хребта, в бассейне рек Б. и М. Таштыпов. В административном отношении это месторождение входит в Таштыпский район Хакасской автономной области Красноярского края.

Хайлеолское месторождение представляет собой руденосную зону, расположенную среди пород габбро-альбититовой интрузии. Последняя представляет собой серию крупных и мелких дайкообразных трещинных интрузивных тел, вытянутых в субмеридиональном направлении параллельно региональному Балыксинскому разлому, который разделяет площадь месторождения на две части: западную и восточную, резко различающиеся как по составу, так и по строению.

В западной части месторождения обнажаются интенсивно дислоцированные метаморфизованные кремнисто-карбонатные отложения синия — St_1 возраста [5], представленные светло-серыми и белыми мраморами, черными битуминозными и серыми мраморизованными известняками с маломощными прослоями и линзами кремнисто-глинистых известняков и черных кварцитов. В районе месторождения кремнисто-карбонатные отложения образуют мульдообразную структуру северо-восточного простираения, ядро которой прорвано интрузией г. Малой Куль-Тайги. Восточное крыло этой структуры срезается Балыксинским разломом, осложнено рядом более мелких напряженных складок и прорывается Хайлеолской габбро-альбититовой интрузией, с которой генетически и пространственно связано железоруденение.

Восточная часть сложена вулканогенно-осадочными отложениями нижне- или среднедевонского [5] возраста. Эти отложения представлены

вишнево-красными алевролитами, серыми известковистыми аркозовыми песчаниками, реже с граувакками, различными туфами, туффитами и эффузивами.

Габбро-альбититовая интрузия, подобно многим интрузиям Кузнецкого Алатау, характеризуется многократностью интрузивной деятельности, среди которой намечается несколько этапов. В течение первого этапа интрузивной деятельности были сформированы: 1) мелко-, среднезернистые и порфириовидные габбро, а также хорошо раскристаллизованные крупно-, и среднезернистые габбро, нередко с трахитоидной структурой, 2) дайковые породы основного состава — диабазы, диабазовые порфириты и габбро-диабазы, и порфириты.

Интрузивные породы второго этапа проявились в дайковой фации и представлены субщелочными породами типа натровых сиенитов: альбитит-порфирами, альбититами и кварцевыми сиенит-порфирами. Одновременно и вероятно в связи с этими дайками проявился интенсивный натровый метасоматоз, сопровождавшийся рудоотложением.

Последними по времени образования являются пострудные дайки третьего этапа, представленные оливинowymi габбро-диабазами и микро-габбро.

Балыксинский региональный разлом, отчленяющий осадочно-метаморфизованные образования синий-нижнекембрийского возраста от осадочно-вулканогенных пород девона, в районе месторождения представляет собой падающий на запад взброс, сопровождающийся зоной дробления от 200 до 300 м мощностью, затрагивающий и кембрийские и девонские отложения. Параллельно и в связи с основным нарушением развивается серия более мелких кулисообразных нарушений, как бы оперяющих Балыксинский разлом. В районе месторождения к этой системе нарушений приурочена главная масса интрузивных тел и даек габбро-альбититовой интрузии, здесь же максимального развития достигают метасоматические измененные породы и сами руды.

Не давая описания всех типов метасоматических образований Хайлеолского месторождения, остановимся на характеристике скаполит-амфиболовых метасоматитов, которые пользуются широким распространением среди пород габбро центральной части рудной зоны.

Под скаполит-амфиболовыми метасоматитами центральной части рудной зоны Хайлеолского месторождения следует понимать метасоматические породы: скаполит, пироксен, амфибол, клиноцоизит, сфен, апатит магнетитового состава, возникшие в процессе интенсивных метасоматических процессов, проходивших вдоль трещинных зон, ориентированных параллельно главному Балыксинскому разлому за счет габбро. Данные породы характеризуются пестрой окраской и такситовым строением. Это обычно породы беловато-серого или серовато-зеленого и темно-серого цвета, нередко с голубоватым оттенком неравномерно-зернистой структуры и такситовой текстуры. Неустойчивость структуры этих пород обуславливается неравномерным распределением темноцветных и светлых компонентов различной крупности зерна в пределах одного штуфа и даже шлифа. Во внешнем облике пород эта особенность проявляется в характерной пятнистости, которая обуславливается неравномерным чередованием темных участков, сложенных крупными и мелкими зернами амфибола размерами от 0,2—0,6 до 2,2—4,8 см, со светлыми участками скаполитового и скаполит-плагноклазового состава.

Колебание количественного содержания минеральных компонентов, слагающих породу, и неравномерность величины их зерен не только в пределах штуфа, но и даже в пределах шлифа еще раз подчеркивает

метасоматическое происхождение этих пород и резко отличает их от всех интрузивных и метаморфических пород района. Как указывает Д. С. Коржинский [6], подобная неравномерность зерна с образованием иногда необыкновенно крупнозернистых кристаллических агрегатов, является одной из основных черт, отличающих метасоматические образования от магматических и метаморфических. Неравномернозернистое сложение возникает при собирательной перекристаллизации, когда поровой раствор недосыщен по отношению к мелким зернам и вызывает их растворение, и пересыщен по отношению к крупным зернам того же минерала, вызывая рост последних. Подробно процесс собирательной перекристаллизации рассмотрен Д. П. Григорьевым [2] и А. Н. Заварицким [2а], которые указывают, что процесс превращения мелкозернистого минерального агрегата в более крупнозернистый происходит с некоторым выделением энергии и является естественным для пород, подвергающихся метасоматическому изменению.

Неравномерность и пестрота в окраске и структурно-текстурные особенности, придающие породе такситовую текстуру, в ряде случаев сменяется однородной и полосчатой. Полосчатость обусловлена чередованием полос, обогащенных амфиболами с полосами, сложенными преимущественно скаполитом и плагиоклазом.

Анализ последовательности минералообразования в скаполит-амфиболовых метасоматитах позволяет говорить, что метасоматический процесс изменения габбро носит прерывисто-непрерывный характер, в результате которого медленные количественные изменения в составе поступающих растворов приводят к возникновению качественно отличных минеральных образований. Если первичные габбро имели в своем составе основной плагиоклаз — лабрадор и моноклинный пироксен, то в составе описываемых метасоматитов встречаются скаполит, амфиболы и другие минералы. В скаполит-амфиболовых метасоматитах метасоматические процессы носили сложный и многофазный характер. Наиболее интенсивно проявились следующие фазы метасоматоза, последовательно наложенные на габбровые породы:

1) альбитизация, 2) амфиболизация, 3) клиноцоизация, 4) скаполитизация, 5) ошеслачивание амфиболов, 6) отложение магнетита, сфена и апатита, 7) отложение различных железосодержащих «водных» силикатов и сульфидов.

Перечисленные процессы были отделены друг от друга интенсивными подвижками, которые вызывали не только дробление ранних минералов, но и изменение состава поступающих растворов.

Порядок выделения минералов в описываемых породах представлен табл. 1.

Ниже дается минералогическая характеристика скаполит-амфиболовых пород.

Плагиоклаз макроскопически виден в отдельных разностях пород и, как правило, устанавливается под микроскопом. Плагиоклаз устанавливается в виде двух разностей, которые пользуются неодинаковым распространением. Выделяются основной и кислый плагиоклазы. Первый встречается крайне редко и является реликтовым минералом исходных габбро. Он представлен крупными и мелкими реликтовыми зернами, часто с хорошо выраженными полисинтетическими двойниками. Определения дали следующие результаты, приведенные в табл. 2.

Показатели преломления, определенные в иммерсии, приведены в табл. 3.

Химический анализ основного плагиоклаза, выполненный в геохимической лаборатории Томского университета химиком А. В. Кривец, приводится ниже (в %): SiO_2 —54,20; TiO_2 —0,03; Al_2O_3 —28,14;

Таблица 1

Порядок выделения минералов в скаполит-амфиболовых метасоматитах

Минералы	Гипогенная эпоха					Гипергенная эпоха
	альбитизация (натровый метасоматоз)	скаполитизация (натрово-хлорный метасоматоз)	магнетитовое оруденение	образование водных силикатов	образование карбонатов и сульфидов	
Альбит	_____					
Скаполит		_____				
Актинолит	_____					
Обыкновенная роговая обманка	_____					
Гастингсит		_____				
Аномальный глаукофан		_____				
Клиноцоизит	I	II				
Эпидот				_____		
Флогопит				_____		
Хлорит				_____		
Сфен		_____				
Апатит						
Магнетит			_____			
Пирит		_____			_____	
Кальцит					_____	
Цеоциты					_____	
Анальцим					_____	
Гидроокислы железа						_____

Таблица 2

№ обр.	DNg	DNm	DNp	2v	Знак	Закон двойникования	№ плагиоклаза	Название
K—2 И—1694	29°	66°	74°	76°	+	дв. 0 (010) альбитовый	56	Лабрадор
C—3 И—680	88°	55°	35°	82°	+	дв. 0 (100) эстерельский	62	Лабрадор

Таблица 3

№ обр.	Ng	Nm	Np	Ng—Np	№ по В. Б. Татарскому	Название
К—2 И—1694	1.566	1.561	1.558	0.008	56	Лабрадор
С—3 И—680	1.568	1.564	1.559	0.009	62	Лабрадор

Fe_2O_3 —0,50; FeO —0,90; MgO —0,25; CaO —10,69; Na_2O —3,54; K_2O —1,32; H_2O^- —0,13, H_2O —0,29; Сумма 99,99.

Если отнести весь Na и Ca в состав плагиоклаза, то при пересчете состав последнего получается равным № 60, что весьма близко к определению на федоровском столике (№ 62). В приводимом анализе окислы Fe и Mg вместе с кремнеземом и титаном можно связать в авгит, который, несомненно, попал в пробу, так как он с плагиоклазом часто имеет очень тонкие срастания. Калий с H_2O связывается в серицит.

Обычными продуктами, развивающимися по лабрадору, являются: кальцит, пелитовое вещество, соссорит и серицит. При наложении процессов натрового метасоматоза лабрадор замещается альбитом, клиноцоизитом, кальцитом и эпидотом.

Кислый плагиоклаз представлен альбитом и развивается по лабрадору в виде жилок и мелкозернистого агрегата, часто с хорошо выраженными полисинтетическими двойниками. Нередко образует зерна неправильной формы различной крупности — от мельчайших, менее 0,01 мм до 0,1 см. Реже встречаются призматические зерна небольших размеров, также включенные в зерна основного плагиоклаза. По данным иммерсии: $\text{Ng}=1,540$; $\text{Nm}=1,534$; $\text{Np}=1,531$; $\text{Ng—Np}=0,009$, он определяется как альбит № 5. Это определение согласуется с данными, полученными в результате измерения на федоровском столике (см. табл. 4).

Таблица 4

№ обр.	DNg	DNm	DNp	2v	Знак	№	Название
С—3 И—680	61°	86°	30°	74°	+	5	Альбит

Измерения в других случаях дали следующие значения:

Ng 70°

$\text{P} \begin{cases} \text{Nm } 29^\circ & 2v = + 76^\circ, \text{ что также представляет собой чистый аль-} \\ \text{Np } 62^\circ & \text{бит № 1—2.} \end{cases}$

В ряде случаев в результате замещения первичных полевых шпатов альбитом образуется шахматный альбит. Роль двойниковой оси в двойниках шахматного альбита принадлежит $[001]$ Ng—73°; Nm—17°; Np—90°, что отвечает № О.

Химический состав одного из альбитов, определенный в геохимической лаборатории Томского университета химиком А. В. Кривец, приводится ниже (в %): SiO_2 —64,45; Al_2O_3 —21,35; MgO —0,31; FeO —0,30;

Fe_2O_3 —0,33; Na_2O —9,13; K_2O —1,55; CaO —0,98; H_2O —1,51; сумма 99,91. Данные химического анализа были пересчитаны на минералогический состав (в молекулярных процентах), в результате чего установлены следующие входящие частицы: $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ —86%; KAlSi_3O_8 —9%; $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ —5%.

Пироксен не характерен для данных пород. Он встречается в виде реликтовых зерен, мелких и редких, в значительной степени замещенных амфиболами. Зерна пироксена обычно неправильной формы, обладают повышенным рельефом. В проходящем свете бесцветен или слабо-буроватый. Определения пироксена дали следующие результаты: $\angle C: Ng=49^\circ$, $Ng-Np=0,026$; $2v=62^\circ$. Знак положительный. $Ng=1,722$; $Nm=1,703$; $Np=1,696$, что позволяет отнести его к авгиту. Наряду с этим в отдельных разностях пород встречается минерал со следующими оптическими свойствами: $2v=56-60^\circ$; $\angle C: Ng=33-40^\circ$, что позволяет отнести его к железистому диопсиду, близкому к авгиту.

Скаполит является главным породообразующим минералом описываемых пород. В отдельных образцах он составляет от 60 до 90 % всего объема породы.

Макроскопически скаполит образует мелко, средне- и крупнозернистые агрегаты, а также встречается в виде жилок мощностью от долей миллиметра до 0,2—0,3 м. В отдельных жилах мелкозернистого строения проявляется слабо выраженное шестоватое или лучистое строение. Нередко встречаются лучистые и радиально-лучистые агрегаты, размеры зерен которых колеблются от 1 до 4,5 см при толщине зерен 5—7 мм. С большим трудом удается обнаружить присутствие следующих граней; {100}, {101}, {110}, {111}. Присутствуют другие формы, но они не устанавливаются в силу отсутствия хорошо образованных кристаллов.

Цвет минерала белый, серый, светло-серый со стекляннм блеском, а в случае вытянутых шестоватых форм с характерным шелковистым оттенком. Под микроскопом видно, что данный минерал развивается по основному и кислым плагиоклазам, образуя зерна самой разнообразной формы и размеров. Обычно наблюдается в виде крупных удлиненных и неправильных зерен с размерами от 0,6 до 6,5 см. В проходящем свете бесцветен, обладает совершенной спайностью по {100}, прямым погасанием, одноосный, отрицательный.

В результате детального изучения 158 образцов на месторождении выделяются следующие генерации скаполита:

- 1) Скаполит начальной стадии скаполитизации.
- 2) Скаполит стадии собирательной перекристаллизации.
- 3) Скаполит тонкозернистого строения, заполняющий жилки в процессе переотложения.

Таблица 5

Показатели преломления и двупреломления скаполитов

№ обр.	Генерация скаполита	Показатели преломления, определенные в иммерсии		No—Ne	Удельный вес	Количество мейонитовой молекулы, в %
		Na	Ne			
K—32 И—1685	Скаполит I	1.552	1.540	0.012	2.63	26
И—2451	Скаполит II	1.556	1.542	0.014	2.64	33
И—2139	Скаполит III	1.570	1.547	0.023	2.67	47
И—1806 K—31	Скаполит IV	1.550	1.540	0.010	2.62	25

4) Скаполиты шестоватого, лучистого и радиально-лучистого строения, образованные в процессе перекристаллизации переотложенного скаполита.

Оптические свойства выделенных генераций скаполитов сведены в табл. 5.

Химические анализы скаполитов, выполненные в геохимической лаборатории Томского университета химиком А. В. Кривец, сведены в табл. 6.

Результаты пересчета данных химического анализа на минералогический состав дали следующие значения, которые приведены в табл. 7.

При пересчете химических анализов на минеральные компоненты были приняты во внимание взгляды Л. Л. Солодовниковой [17].

В результате пересчета химических анализов отмечается, что в трех последних скаполитах имеет место недостаток кремния и избыток щелочей и глинозема. Не исключена возможность, что здесь имеет место частичная компенсация катионов кремния алюминием. Исходя из кратных отношений между маршалитовой и мейонитовой частицами, данные химанализа соответствуют аналогичным теоретическим соотношениям [22].

Как видно из данных химических анализов и результатов их пересчета, скаполиты описываемых пород представляют собой натриевые хлорсодержащие алюмосиликаты с ничтожным содержанием или отсутствием SO_3 и CO_2 .

Амфиболы являются вторыми главными компонентами породы, слагая 30—40% ее массы. В некоторых случаях наблюдается неравномерное обогащение породы амфиболами, нередко собранными в отдельные агрегатные скопления. Обычно они образуют гнездообразные скопления и полосы, не превышающие 10 см. Размеры отдельных зерен колеблются от 0,2 до 2 см. Форма зерен призматическая, вытянутая, нередко короткостолбчатая и изометричная с оборванными краями. По цвету выделяются серо-зеленые, светло-зеленые и почти черные разновидности. Под микроскопом среди амфиболов выделяется ряд разновидностей, характеристика которых дается ниже.

Актинолит развивается за счет зерен моноклинного пироксена в процессе метасоматоза, почти нацело замещая его, и только в единичных случаях, сохраняя реликты зерен последнего. Замещение авгита актинолитом происходит без изменения объема первичного минерала и возможно при метасоматических процессах при просачивании сквозь мельчайшие поры — капилляры постмагматических растворов. В результате этого процесса при сходстве кристаллических решеток и общности химических свойств ионов у авгита и актинолита, при метасоматозе происходит незначительная перестройка кристаллической решетки.

Актинолит развивается в виде крупных, призматически вытянутых зерен с размерами от 0,5 до 8,5 мм, как правило, с оборванными концевыми линиями ограничения.

Макроскопически цвет минерала серо-зеленый. Под микроскопом — светло-зеленый, зеленый до бесцветного. В зависимости от окраски актинолит плеохроирует по-разному. В бесцветных разностях плеохроизм не отмечается, а в разностях, окрашенных в зеленоватый цвет, колеблется от зеленого и светло-зеленого по Ng до желтовато-зеленого, светло-желтого по Np. Схема плеохроизма $\text{Ng} > \text{Nm} > \text{Np}$. В зависимости от различия окраски и оптических свойств выделяются несколько разновидностей актинолита, оптические свойства которых приведены в табл. 8.

Таблица 6

Химические анализы скаполитов

№ обр.	Краткая характеристика образцов	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	SO ₃	Cl ₂	CO ₂	H ₂ O	Сумма
И-1685	Белый тонкозернистый скаполит I из канавы 2 центрального участка	53.9	24.1	—	—	6.71	0.23	—	11.30	—	3.00	1.32	—	100.6
И-2451	Шестоватый белый скаполит II из канавы 2 центрального участка	51.10	25.39	0.43	0.26	8.78	—	—	10.66	—	3.12	1.13	—	100.87
И-2139	Белый неразмученный скаполит III из шурфа 835	50.06	25.02	—	—	12.43	—	—	9.03	0.25	2.32	0.87	0.38	100.36
К-31	Светло-серый шестоватый скаполит IV из канавы 31 северного участка	52.10	26.04	0.31	0.22	8.47	—	0.11	9.61	—	2.67	1.12	—	100.65

Таблица 7

Результаты пересчета данных химического анализа на минералогический состав (в молек. %)

Содержание в нем	Обр. И—1685	Обр. И—2451	Обр. И—2139	К—31	
Хлор-мариалита	74	65.9	53.6	76.8	
Мейонита	26	34.1	45.4	23.2	
Соотношение между Ма:Ме	3:1	2:1	1:1	3:1	

Таблица 8

Оптические свойства актинолитов

Номер образца	Цвет актинолита	Ng	Nm	Np	Ng—Np	< C:Ng	2V	Удельный вес	Состав по В. Е. Трегепу
И—284	Светло-зеленый	1.634	1.622	1.610	0.024	18	84	3.01	4% Ca_2Fe_5 96% Ca_2Mg_5
И—280	Зеленый	1.644	1.635	1.622	0.022	16	83	3.07	20% Ca_2Fe_5 80% Ca_2Mg_5
И—1481	Серо-зеленый	1.652	1.642	1.632	0.020	16	82	3.13	30% Ca_2Fe_5 70% Ca_2Mg_5

Для выяснения особенностей химического состава актинолитов в геохимической лаборатории Томского госуниверситета химиком А. В. Кривец были выполнены химические анализы, результаты которых приведены в табл. 9.

Данные химических анализов были пересчитаны на кристаллохимические формулы, которые могут быть представлены в следующем виде:

- 1) обр. и — 284 $(\text{Na}_{0,49} \text{Ca}_{1,98})_{2,47} (\text{Mg}_{4,77} \text{Mn}_{0,11} \text{Fe}_{0,38}^{\text{II}} \text{Fe}_{0,23}^{\text{III}})_{5,49} (\text{OH}_{1,00} \text{O}_{1,00})_2 (\text{Si}_{7,45} \text{Al}_{0,49} \text{O}_{22})$,
- 2) обр. и — 280 $(\text{K}_{0,08} \text{Na}_{0,50} \text{Ca}_{2,04})_{2,62} (\text{Mg}_{4,88} \text{Fe}_{0,62}^{\text{II}} \text{Fe}_{0,07}^{\text{III}})_{5,52} (\text{OH}_{1,08} \text{O}_{0,92})_2 (\text{Si}_{7,59} \text{Al}_{0,25} \text{O}_{22})$,
- 3) обр. и — 1481 $(\text{K}_{0,10} \text{Na}_{0,46} \text{Ca}_{2,24})_{2,80} (\text{Mg}_{3,83} \text{Fe}_{0,71}^{\text{II}} \text{Fe}_{0,15}^{\text{III}} \text{Mn}_{0,02} \text{Al}_{0,04})_{4,75} (\text{OH}_{1,87} \text{O}_{0,13})_2 (\text{Si}_{7,28} \text{Al}_{0,72} \text{O}_{22})$.

Как видно из выведенных кристаллохимических формул, две первые разновидности относятся к актинолиту, а третья, благодаря наличию ряда особенностей, к актинолитовой роговой обманке.

Химический состав и выведенная кристаллохимическая формула третьей разновидности показывают, что в составе изучаемого амфибола наблюдается значительное количество полуторных окислов (главным образом глинозема). Последнее обстоятельство обуславливает заметное отличие третьей разновидности от собственно актинолита и сближает описываемый минерал с роговой обманкой.

Крупные массивные монокристаллы этого амфибола и сростки его короткопризматических кристаллов морфологически сближают его с роговой обманкой. Однако способность этих кристаллов раскалываться и расщепляться при растирании на тонкие игольчатые зерна явно соответствует свойствам актинолита.

Роговая обманка является одним из широко распространенных минералов в скаполит-амфиболовых метасоматитах. На основании детального изучения скаполит-амфиболовых метасоматитов из различных участков месторождения выделен ряд разновидностей роговой обманки.

Обыкновенные роговые обманки развиваются также в процессе натрового метасоматоза, но несколько позже по отношению к вышеописанному актинолиту, так как пересекают последний. Обыкновенные роговые обманки образуют крупные гнездообразные скопления серо-зеленого, темно-зеленого и черного цвета, с хорошо выраженной спайностью по (110). Обычно имеют зерна неправильной формы, участками, переходящими в призматическую форму без концевых граней, размеры которых колеблются от нескольких миллиметров до 2—3 см.

Первая разновидность обыкновенной роговой обманки под микроскопом имеет светло-голубовато-зеленый цвет и плеохроирует от светло-голубовато-зеленого по Ng до бесцветного по Np. $Ng=1,652$; $Nm=1,644$; $Np=1,636$; $Ng-Np=0,016$; $\angle C : Ng=24^\circ$; $2v=-84^\circ$; удельный вес—3,10. Состав по В. Е. Трегелу — 8% (Mn, Ti, Fe'') и 92% (Mg).

Вторая разновидность под микроскопом обнаруживает ясный и сильный плеохроизм в зеленых, синевато-зеленых и голубоватых тонах и следующие оптические свойства: $Ng=1,662$; $Nm=1,656$; $Np=1,644$; $Ng-Np=0,018$; $\angle C : Ng=20^\circ$; $2v=-79^\circ$; удельный вес — 3,16. Состав по В. Е. Трегелу — 22% (Mn, Ti, Fe'') и 78% (Mg).

Химические анализы обыкновенных роговых обманок, выполненные в геохимической лаборатории Томского университета химиком А. В. Кривец, сведены в табл. 10.

Данные химического анализа были пересчитаны по методу, предложенному В. С. Соболевым на кристаллохимические формулы, представленные в следующем виде:

- 1) обр. n—2400 $(Na_{0,59} K_{0,10} Ca_{2,04})_{3,73} (Mg_{3,06} Fe_{0,84}^{II})_{3,90} (Fe_{0,39}^{III} Al_{0,27})_{0,66} (OH)_{2,03} (Si_{7,33} Al_{0,67} O_{22})$,
- 2) обр. n—2451 $(Na_{0,76} Ca_{2,04})_{2,80} (Mg_{2,28} Fe_{1,43}^{II} Mn_{0,16})_{3,87} (Fe_{0,64}^{III} Al_{0,51})_{1,15} (OH_{1,62} O_{0,38})_2 (Si_{7,02} Al_{0,18} O_{22})$.

Как видно из вычисленных кристаллохимических формул, изучаемые амфиболы относятся к обыкновенным роговым обманкам.

Описанные разности амфиболов являются более ранними образованиями по сравнению со щелочными амфиболами, которые образуются в результате ощелачивания первых. Процесс ощелачивания амфиболов проявился в описываемых породах широко и является логическим продолжением и завершающей стадией натрового метасоматоза, где наряду с Na еще значительную роль в растворах играет железо и другие компоненты. Процесс ощелачивания темноцветов под воздействием натрового метасоматоза, согласно В. И. Лучицкому [9], заключается в образовании из магнезиально-кальциевых пироксенов эгирина и в замещении обыкновенных роговых обманок щелочными роговыми обманками, представленными арфведсонитом, гастингситом, рибекитом и другими.

В условиях Хайлеолского месторождения процесс образования щелочных роговых обманок проявился широко и выразился в скаполит-амфиболовых метасоматитах в новообразовании гастингсита и щелочного амфибола, занимающего промежуточное положение между обыкновенной роговой обманкой и глаукофаном.

Процессы ощелачивания амфиболов хорошо просматриваются под микроскопом. Переход одной разности амфибола в другую наблюдается

Таблица 9

Химический состав актинолитов

№ образца	Цвет актинолита	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	H ₂ O+	H ₂ O-	Сумма
И-284	Светло-зеленый	52.50	—	2.99	2.55	3.37	1.03	22.20	13.04	—	1.82	1.10	0.20	10 0.50
И-280	Зеленый	52.90	—	1.52	0.67	5.23	—	22.63	13.32	0.49	1.83	1.14	0.30	100.03
И-1481	Серо-зеленый	50.60	0.12	4.49	1.47	6.02	0.26	17.91	14.62	0.67	1.70	1.94	0.60	100.40

Таблица 10

Химический состав обыкновенных роговых обманок

№ обр.	Цвет равновидности роговой обманки	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	H ₂ O+	H ₂ O-	Сумма
И-2400	Светло-голубовато-зеленая — центр. участок	50.70	0.12	5.53	3.62	7.06	—	14.21	13.21	0.65	2.10	2.10	0.90	100.21
И-2451	Голубовато-зеленая — северный участок	46.20	—	8.40	5.66	11.31	1.28	10.14	12.54	—	2.59	1.60	0.40	100.12

непосредственно в одном зерне, причем чем позже образуется амфибол, тем более интенсивна его окраска.

Исходными минералами, подвергшимися замещению, часто оказываются актинолит, обыкновенная роговая обманка и пироксены. Замещение обычно начинается по периферии индивидов, по трещинкам спайности и катаклаза, а также идет пятнами внутри зерна.

Щелочные роговые обманки гастингситового ряда пользуются самым широким распространением среди скаполит-амфиболовых метасоматитов. Макроскопически они характеризуются темно-зеленым, зеленым и черным цветом и резко выраженным призматическим обликом кристаллов. Среди последних наблюдаются следующие простые формы {100}, {010}, {001}, {110}, {101}, и {121}.

Как правило, призматические зерна гастингсита собраны в неправильные гнездообразные скопления и жилки, которые метасоматически разрезают и рассекают скаполит и плагиоклазы. Размеры зерен гастингсита непостоянны и колеблются от 0,2 см до 3,5 см.

Под микроскопом гастингситы зеленые, сине-зеленые и голубовато-зеленые. Плеохроируют в зеленовато-голубых или желтовато-зелено-синих тонах.

В классификационном ряду амфиболов гастингситы (в понимании их Розенбушем) занимают промежуточное положение между обыкновенными роговыми обманками и паргаситами. По составу, физическим и другим свойствам гастингситы дают постепенные, подчас трудно уловимые переходы к обыкновенным роговым обманкам.

Микроскопическое исследование показывает, что сине-зеленые и зеленые гастингситовые роговые обманки содержат реликты обыкновенной роговой обманки и актинолита или явно развиты по пироксену, обрастая или почти полностью замещая его зерна и агрегаты.

Среди гастингситов выделяется ряд разновидностей, которые резко различаются между собой по оптическим, химическим и другим свойствам. Ниже, в табл. 11, приводятся оптические свойства выделенных разновидностей гастингсита.

Химические анализы гастингситов, выполненные в геохимической лаборатории Томского университета химиком А. В. Кривец, приведены в табл. 12.

В результате пересчета химических анализов гастингситов на кристаллохимические формулы получены следующие результаты:

- 1) обр. к — 31 $(K_{0,05} Na_{1,04} Ca_{1,57})_{2,66} (Mg_{2,17} Fe_{1,81}^{II} Mn_{0,11})_{4,09} (Fe_{0,67}^{III} Ti_{0,16} Al_{0,12})_{0,95} (OH_{2,0} Cl_{0,14})_{2,14} (Si_{6,07} Al_{1,93} O_{22})$,
- 2) обр. к — 31-A $(K_{0,09} Na_{0,9} Ca_{1,67})_{2,66} (Mg_{1,43} Fe_{2,61}^{II} Mn_{0,03})_{4,07} (Fe_{0,88}^{III} Ti_{0,03} Al_{0,15})_{1,06} (OH_{2,0} Cl_{0,13})_{2,13} (Si_{5,95} Al_{2,05} O_{22})$.

Из первой кристаллохимической формулы следует, что исследуемый минерал относится к магнезиально-железистому гастингситу, а из второй — к железистому гастингситу.

Данные химических анализов и результаты их пересчета на кристаллохимические формулы согласуются с оптическими свойствами и свидетельствуют о принадлежности изучаемых амфиболов к гастингситам.

Наряду с описанными амфиболами в скаполит-амфиболовых метасоматитах широким распространением пользуется щелочной амфибол, отнесенный, согласно А. Н. Винчеллу [1а], к аномальному глаукофану.

Данный минерал развивается по скаполиту, зеленой и сине-зеленой роговой обманке и актинолиту. В шлифах образует выделения по спай-

Таблица 11

Оптические свойства гастингситов

№ обр.	Цвет минерала	Ng	Nm	Nq	Ng-Np	$\angle c:N$	$-2V$	Плеохроизм	Удельн. вес	Название по Трегеру
K-32	Зеленовато-синий. Северный участок	1.693	1.688	1.674	0.019	28°	54°	Ng—зеленовато-синий Nm—оливковый Np—светло-зеленый	3.34	Магнезио-гастингсит
K-31	Темно-зеленый с голубоватым оттенком. Северный участок	1.712	1.708	1.692	0.020	18°	39°	Ng—темно-зеленый с голубоватым оттенком Nm—темно-оливковый с голубоватым оттенком. Np—желтовато-зеленый	3.44	Гастингсит
K-31--A	Темно-зеленый с синим оттенком. Северный участок	1.720	1.718	1.698	0.022	16°	28°	Ng—темно-зеленый с синим оттенком Nm—темно-оливковый Np—светло-зеленовато-желтый	3.47	Гастингсит

Таблица 12

Химический состав гастингситов

№ обр.	Название минерала	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cl	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	Сумма
K-31	Магнезио-гастингсит	39.78	1.47	11.39	5.93	14.21	9.62	0.97	9.68	3.57	0.60	0.58	2.04	0.20	100.04
K-31-A	Гастингсит	37.90	0.29	11.95	7.48	19.95	6.16	0.24	9.92	2.98	0.55	0.49	1.94	0.16	100.01

ности удлиненной формы, жилки мощностью до 0,7 мм, секущие зерна более ранних амфиболов и скаполита в различных направлениях, иногда образует полные псевдоморфозы по ним.

Очень часто агрегатные выделения данного минерала проникают по трещинкам спайности в актинолит и роговые обманки, развиваются в них в виде микроскопических зернышек, явно замещают их и нередко придают остаточным призматическим зернам первичных амфиболов скелетную форму с извилисто-неровными очертаниями. В проходящем свете окрашен и плеохроирует в сине-зеленых тонах. Оптические свойства, определенные в иммерсии, имеют следующие значения: Ng=1,648; Nm=1,645; Np=1,632; Nq-Np=0,016; $\angle c: Ng=20^\circ$; $-2v=45^\circ$. По оптическим свойствам описываемый амфибол отвечает аномальному глауко-

фану, являющегося (по А. Н. Винчеллу) переходной разностью между глаукофаном и роговой обманкой.

Для более точного определения описываемого амфибола в геохимической лаборатории Томского госуниверситета химиком А. В. Кривец был выполнен химический анализ, который дал следующие значения в %: SiO_2 —45,80; TiO_2 —0,08; Al_2O_3 —6,36; Fe_2O_3 —1,69; FeO —9,22; CaO —13,28; MgO —15,54; K_2O —0,13; Na_2O —6,50; H_2O^+ —1,20; H_2O^- —0,20, сумма—100,00. Данные химического анализа были пересчитаны на кристаллохимическую формулу, которая может быть представлена как:

$(\text{Na}_{1,88}\text{K}_{0,01})_{1,89}\text{Ca}_{2,12}(\text{Mg}_{3,45}\text{Fe}_{1,15})_{4,60}\text{Fe}_{1,21}(\text{OH}_{1,70}\text{O}_{0,80})_2(\text{Si}_{6,84}\text{Al}_{1,13}\text{O}_{-2})$.

Приведенная кристаллохимическая формула подтверждает принадлежность изучаемого амфибола к переходной разности между глаукофаном и роговой обманкой.

На основании приведенных выше оптических данных и химических анализов, а также материалов других исследователей по этому же вопросу [8, 11, 16, 21, 23, 25] следует сделать вывод о том, что в основном окраска амфиболов зависит от их железистости, от соотношения в них Fe_2O_3 и FeO . Окраска амфиболов, как правило, усиливается с повышением относительной роли окисного железа.

Клиноцоизит пользуется широким распространением в описываемых породах. Выделяются две генерации клиноцоизита.

Клиноцоизит I генерации получил свое развитие до скаполитизации и после наложения продуктов этого процесса наблюдается в виде реликтовых зерен, развитых по основному плагиоклазу, в ассоциации с альбитом.

Клиноцоизит II генерации развивается в процессе скаполитизации совместно со скаполитом, о чем свидетельствует их ассоциация, наблюдаемая в шлифах. Замещает он основные плагиоклазы и амфиболы, а также рассекает последние в виде жилок и гнездообразных скоплений. В отдельных разностях пород отмечается до 15—20% клиноцоизита. Микроскопически он образует сплошные агрегаты неправильной формы, часто обнаруживающие волокнистое строение. В параллельных николях обладает высоким рельефом, бесцветен. Оптические свойства минерала: $\text{Ng}=1,703$; $\text{Nm}=1,700$; $\text{Np}=1,698$; $\text{Ng}-\text{Np}=0,005$; $\angle C : \text{Np}=+5^\circ$. По диаграмме В. Е. Трегера, соответствует почти чистой безжелезистой разности.

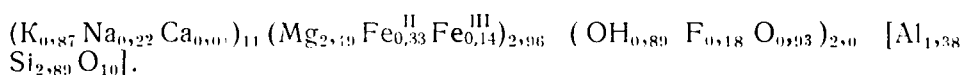
Сфен встречается в виде клиновидных, конвертообразных и неправильных зерен с высоким рельефом, редко с полисинтетическими двойниками. Размеры зерен 0,1—0,4 мм. Часто обнаруживает связь с темноцветными минералами и магнетитом, развиваясь вокруг их зерен. Нередко сфен образует цепочки мелких зерен, секущих почти все минералы, что говорит о перемещении и переотложении титана, который в процессе натрового метасоматоза приобретает подвижность. Оптические константы, определенные в сплавах: $\text{Ng}=2,04$; $\text{Np}=1,90$; $\text{Ng}-\text{Np}=0,140$.

Апатит присутствует в виде многочисленных, довольно крупных призматических зерен. Удлинение отрицательное, погасание прямое. $\text{No}=1,635$; $\text{Ne}=1,632$; $\text{No}-\text{Ne}=0,03$.

В более позднюю стадию минералообразования образуются хлорит, флогопит и эпидот.

Флогопит встречается в виде листоватых агрегатов и хорошо образованных пластинчатых кристаллов, размеры которых достигают 2—3 мм. Цвет темно-бурый, иногда с зеленоватым оттенком, блеск стеклянный, на плоскостях спайности перламутровый. В скрещенных николях флогопит резко плеохроирует от коричневого, зеленовато-коричневого

и красновато-коричневого по Ng до бледно-коричневого и светло-соломенно-желтого по Np. $Ng > Nm > Np$. Оптические данные: $Ng=1,592$; $Nm=1,591$; $Np=1,552$; $Ng-Np=0,040$; $-2v=3^\circ$ позволяют установить следующий состав по частицам (по В. Е. Трегеру): $Mg_6Al_2=61,92$; $Mg_5Al_4=24,08$; $Fe_6Al_2=10,08$; $Fe_5Al_4=3,92$. Данные химического анализа в %: $SiO_2=39,62$; $Al_2O_3=16,02$; $Fe_2O_3=2,56$; $FeO=5,37$; $MgO=22,86$; $CaO=0,26$; $Na_2O=1,62$; $K_2O=9,42$. $H_2O^- = 0,84$; $F=0,80$; $H_2O^+ = 1,02$ были пересчитаны на кристаллохимическую формулу, которая может быть представлена в следующем виде:



Выделяются две разновидности хлорита. Хлорит, замещающий плагиоклазы, амфиболы и хлорит темно-зеленого цвета, развивающийся по трещинкам в породе, являющийся более поздним, чем первая разновидность. Оптические свойства позднего хлорита следующие: одноосный, отрицательный, с низкой интерференционной окраской. $Ng=1,604$; $Np=1,599$; $Ng-Np=0,005$. По оптическим свойствам относится к делесситу.

Эпидот в описываемых породах сравнительно редок и наблюдается в виде жилок, секущих все вышеописанные минералы. Мощность жилок различна и колеблется от 2—3 мм до 2,5 см. Выделяются две разновидности эпидота. Первая разновидность представлена лучистыми и радиально-лучистыми агрегатами серовато-желтого цвета. Оптические свойства: $Ng=1,730$; $Nm=1,723$; $Np=1,715$; $Ng-Np=0,015$. Состав по В. Е. Трегеру 35% $HCa_2Fe_3Si_3O_{13}$ и 65% $HCa_2Al_3Si_3O_{13}$. Вторая разновидность встречена в жилке мощностью в 2,5 см. Эпидот образует вытянутые, незакономерно сросшиеся кристаллы светло-зеленовато-серого цвета. Оптические свойства минерала: $Ng=1,784$; $Nm=1,768$; $Np=1,733$; $Ng-Np=0,051$. По оптическим свойствам, согласно диаграмме В. Е. Трегера, данный минерал относится к крайнему члену пистацита.

Среди цеолитов выделяются шабазит и натролит. Шабазит встречается вместе с кальцитом внутри скаполитовых жил и характеризуется $Ng=1,490$; $Np=1,481$; $Ng-Np=0,009$. Натролит встречается в очень небольшом количестве совместно с анальцимом в пустотах, образованных в периферических частях скаполитовых жил в скаполит-амфиболовых метасоматитах. Оптические константы натролита: $Ng=1,489$; $Np=1,479$; $Ng-Np=0,010$. Анальцим встречается в периферических частях скаполитовых жил и имеет показатель преломления, равный $N=1,488$.

Магнетит является главным рудным минералом описываемых пород и встречается в самом различном количестве. В одних случаях он образует сыпь по темноцветным минералам, а в других случаях образует значительные скопления. Так, например, в обр. и-1829 он содержится, по данным химанализа, в количестве 60,8%. В этом случае он образует неправильной формы зерна, которые слагают основную массу штуфа. Среди этой массы встречаются отдельные зерна скаполита и амфиболов в виде призматических зерен с изъеденными краями, покрытые гидроокислами железа. Магнетит является метасоматическим минералом и накладывается на ранее образованные минералы, метасоматически замещая их. В отдельных случаях (обр. и-1829) магнетит полностью съедает скаполит и амфиболы и только в единичных шлифах наблюдаются реликты зерен первичных минералов. В табл. 13 приведен химический анализ магнетита, выполненный в геохимической лаборатории Томского госуниверситета.

Таблица 13

№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	Na ₂ O	Сумма
и-1829	0.35	0.70	0.79	68.61	28.69	0.20	0.43	0.39	100.16

Пирит является сравнительно редко встречающимся минералом в данных породах. Он наблюдается в виде отдельных мелких зерен диаметром от 1 мм до 0,4 см, которые часто ассоциируют с кальцитом. Он является более поздним образованием и рассекает все вышеописанные минералы.

Итак, образование скаполит-амфиболовых метасоматитов центральной части рудной зоны Хайлеолского месторождения связано с метасоматическим изменением габбро, подвергшихся интенсивному натровому метасоматозу. Процесс минералообразования в описываемых породах представлял собой непрерывный процесс изменения габбро, в результате которого медленные количественные изменения в составе поступающих растворов приводят к возникновению качественно различных минеральных образований. Все минералы несут следы метасоматоза, которые выражаются в разьедании и замещении ранних минералов более поздними.

Среди метасоматических процессов отмечают: 1) альбитизация, 2) амфиболизация, 3) клиноцоизация, 4) скаполитизация, 5) ошелачивание амфиболов, 6) отложение магнетита, сфена, апатита и других.

В ходе проявления метасоматического процесса состав постмагматических растворов менялся в сторону обогащения его натрием, хлором и железом.

Так, в начальные стадии натрового метасоматоза состав гидротермальных растворов был сравнительно прост, и они содержали только Na₂O. В эту стадию происходит деанортизация лабрадора с образованием альбита и клиноцоизита, а моноклинный пироксен замещается актинолитом и роговой обманкой.

В следующую стадию натрового метасоматоза в связи с изменением состава поступающих растворов и проявлением интенсивных тектонических подвижек за счет реликтовых зерен основного плагиоклаза и альбита образуются скаполиты, клиноцоизит II и щелочные роговые обманки.

Произведенные наблюдения и результаты изучения скаполитов и их взаимоотношения с магнетитом и другими минералами в описываемых породах позволяют сделать ряд выводов.

Скаполитизация Хайлеолского месторождения связана с проявлением натриево-хлорного метасоматоза, который накладывается на альбитизацию. В результате этого процесса все породы месторождения интенсивно скаполитизированы вплоть до образования мономинеральных скаполитовых пород. В последних нередко видна бедная вкрапленность магнетита и встречаются реликты первичных пород, в частности отдельные участки порфировидного альбитизированного габбро, жильных и метасоматических альбититов и карбонатных пород. В ряде случаев наблюдаются постепенные переходы от слабо измененных первичных альбитизированных пород через скаполитизированные разности к почти мономинеральным скаполитовым и скаполит-амфиболовым метасоматитам, которые на отдельных интервалах (кан. 19,11) переходят к массивным магнетитовым рудам с содержанием рудного железа до 60,86%. Наблюдения над скаполитовыми и скаполит-амфиболовыми метасоматитами, содержащими бедную вкрапленность магнетита, и массивными скаполит-амфиболовыми рудами показывают, что их происхож-

дение связано с процессом скаполитизации вмещающих пород, последовавшей за альбитизацией вдоль трещинных зон параллельно Балыксинскому региональному разлому. Широкая скаполитизация является следствием основного рудообразующего процесса, поэтому в зависимости от интенсивности проявления последнего и расстояния от центра деятельности рудообразующих растворов скаполитизация пород на месторождении или усиливается или затухает. Тесная пространственная связь интрузивных пород, магнетитовых руд и скаполитовых метасоматических образований, их близкие геохимические особенности — все это вместе взятое вполне определенно указывает на тесную генетическую связь определенной части магнетитовых руд Хайлеолского месторождения с процессом скаполитизации, которая широко проявилась на определенной стадии эволюции постмагматических растворов, связанных генетически и пространственно с габбро-альбититовой интрузией.

Все вышесказанное позволяет говорить, что магнетит скаполит-магнетитовых и скаполит-амфибол-магнетитовых руд Хайлеолского месторождения образовался в стадию скаполитизации, а химические анализы скаполитов и щелочных роговых обманок, а также их тесный парагенезис с магнетитом свидетельствуют о том, что постмагматические растворы в процессе скаполитизации обогащены Na, Cl и Fe. Подобная картина, согласно Д. О. Онтоеву [12], наблюдалась на ряде месторождений Кустанайской области в Казахстане.

Согласно Д. О. Онтоеву, главная масса железа переносилась рудосносными растворами в форме соединения FeCl_3 , а осаждение железа в форме магнетита происходило в условиях восстановительной среды.

Наряду с этим, имеются и другие взгляды на форму переноса железа в магнетитовых скарновых месторождениях. Так например, В. В. Щербина [20] указывает на возможность переноса железа в форме комплексного соединения Na_3FeCl_6 , в котором комплексный анион $[\text{Fe}^{\text{III}}\text{Cl}_6]^{3-}$ соединяется с Na. Однако, как показал Гамлен и Иордан [24], высшим хлористым комплексным анионом трехвалентного железа является не $[\text{Fe}^{\text{III}}\text{Cl}_6]^{3-}$, а $[\text{Fe}^{\text{III}}\text{Cl}_4]^{-}$. Подобный комплексный анион характерен и для двухвалентного железа, но он менее устойчив. При особых термодинамических условиях (главным образом при высокой температуре) в постмагматических растворах, богатых хлором, натрием и железом, способны образовываться, согласно Д. В. Калинин [7], комплексные соединения типа $\text{Na}[\text{Fe}^{\text{II}}\text{Cl}_4]$ и $\text{Na}_2[\text{Fe}^{\text{II}}\text{Cl}_4]$. Последние, по-видимому, способны осуществлять перенос железа при благоприятных условиях и отлагать его в виде магнетита в процессе высокотемпературного гидролиза.

Образование железных руд происходило при наличии зон или открытых трещин и сопровождалось изменением окружающих пород.

Такой инертный компонент в процессах скарнообразования, как титан, в условиях натрового метасоматоза является подвижным, на что указывает нахождение сфена в описываемых породах и рудах в виде жилок, секущих все породообразующие и рудные минералы.

В более поздние этапы минералообразования на скаполит-амфиболовые метасоматиты были наложены различные гидросиликаты, пирит, кальцит и цеолиты.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бульникова А. А. — Метасоматические образования трещинных зон районов рек Тисульки и Каштака в северной части Кузнецкого Алатау, Вторая научная конференция ТГУ, «Вопросы геологии Западной Сибири», 1953 г.
 - 1а. Винчелл А. Н. Оптическая минералогия, М., 1949 г.
2. Григорьев Д. П. — Перекристаллизация минералов, Записки ВМО, сер. 2., т. 85, вып. 2

- 2а. Заварицкий А. Н. — О пегматитах, как образованиях промежуточных между изверженными горными породами и рудными жилами, «Записки ВМО», ч. 76, вып. 1, 1947 г.
3. Зив Е. Ф. — Шеелитоносность скарнов восточного склона Кузнецкого Алатау, ГОНТИ, НКПТ, 1939 г.
- 3а. Индукаев Ю. В. — Скаполит и процесс скаполитизации на Хайлеолском железорудном месторождении в Кузнецком Алатау. — Материалы по минералогии, петрографии и полезным ископаемым Западной Сибири, Томск, 1962 г.
4. Карпова Е. Л. — О рудоносных скарнах Карамазара и Могол-Тау, «Записки ВМО», ч. 75, вып. 3, 1946 г.
5. Кокозеев И. К. Промежуточный отчет Таштыпской партии за 1957—1959 г., Фонды КГУ.
6. Коржинский Д. С. — Очерк метасоматических процессов, сб., «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях», М., 1953 г.
7. Калинин Д. В. — Химические процессы образования Таятского железорудного месторождения (Восточный Саян), «Геохимия», № 7, 1961 г.
8. Лебединский В. И. — О голубовато-зеленой роговой обманке метаморфических пород, «Минерал. сборник Львовского геологического общества», № 6, 1952 г.
9. Лучицкий В. И. — Щелочной метасоматоз на территории Украинского кристаллического массива, «Известия АН СССР», № 1, 1947 г.
10. Магакьян М. Г. — К минералогии и генезису скарновых зон Зеравшанского хребта, «Записки ВМО», вторая серия, ч. 68, вып. 2, 1939 г.
11. Меланхолин Н. М. — Об окраске амфиболов, — ЗМО, 1956 г., вып. 2.
12. Онтоев Д. О. О скаполит-магнетитовых рудах некоторых контактово-метасоматических месторождений железа «Советская геология», № 50, 1956 г.
13. Половинкина Ю. Ир. — Натровый метасоматоз, как закономерность в образовании месторождений железистых кварцитов, ЗМО, 1949 г., сер. 2, ч. 78, вып. 1.
14. Половинкина Ю. Ир. — Минералогические особенности пород с. Покровское, вызванные натровым метасоматозом. «Минералогический сборник Львовского геологического общества при университете», 1933 г., № 9.
15. Поляков Г. В., Телешев А. Е., Федосеев Г. С., Чувакин В. С. — Магматические комплексы Хайлеоловского железорудного месторождения (Кузнецкий Алатау), Фонды КГУ.
16. Сердюченко Д. П. — Амфиболы из магнетитовых и флогопитовых месторождений Алдана, Железные руды южной Якутии, М., 1960 г.
17. Солодовникова Л. Л. — О скаполите Глафириноского рудника Хакасии, Ученые записки ЛГУ, 1955 г., № 188.
18. Сумин Н. Г. — О некоторых особенностях скарновых минералов в железорудных месторождениях. Труды минерал. музея, вып. 6, 1954 г.
19. Тюлюпо Б. М. — Развитие метасоматического процесса в некоторых месторождениях железа Кузнецкого Алатау, Труды ТГУ, т. 132, сер. геол., 1954 г.
20. Щербина В. В. — Формы переноса химических элементов в процессах минералообразования и условия их концентрации. Вопросы геохимии и минералогии, М., 1956 г.
21. Яковлева М. Е. — Об одном амфиболе переменного состава из района Челябинского гранитного массива. Доклады Акад. наук СССР, 1941, 31, № 8.
22. Hintze C. Handbuch der mineralogie — Leipzig, 1904.
23. Juhani S. A. — Blue — green hornblende and its genesis from the Tamperschist belt, Finland — Bull. Commiss. geol. Finlande, 1953, 26, № 159.
24. Gamlen G. A. and Jordan D. O. — Spectrophotometric Study of the Fe^{3+} chloro — complexes. Journ. chem. Soc. 1953.
25. Richarz. St. A peculiar blue — green amphibole from the metamorphic iron formation of the Eastern Mesabi Range, Minnesota. — Amer. Mineralogist, 1930, № 2.

ТРУДЫ
ТОМСКОГО ГОСУДАРСТВЕННОГО УНИВЕРСИТЕТА
имени В. В. КУЙБИШЕВА

Том 164

Серия геологическая

В. Н. СЕРГЕЕВ

МУШКЕТОВИТОВЫЕ РУДЫ БЕЛОРЕЦКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Материалом для настоящей заметки послужили образцы руд, собранные автором в 1958—1959 гг. на Белорецком железорудном месторождении в Горном Алтае. При минераграфическом изучении руд было обнаружено чрезвычайно широкое распространение мушкетовита шестоватого и пластинчатого облика, а также своеобразные дислокационно-метаморфические структуры его агрегатов. Характерными чертами этих руд являются почти полное отсутствие реликтового гематита и незначительное развитие на месторождении сульфидов. Сильный метаморфизм и другие особенности руд затрудняют диагностику мушкетовита и отличие его от поздних генераций магнетита, а также осложняют выяснение последовательности отложения окислов железа и других минералов, количественного соотношения мушкетовита с магнетитом и т. п. вопросов генезиса месторождения. Ранее мушкетовит лишь отмечался здесь геологами О. А. Незабытовской (1950), Б. Л. Бальтер (1958), Е. Н. Качановым (1958), В. А. Вахрушевым (1961).

Рудная зона Белорецкого месторождения вытянута согласно с вмещающими породами в СЗ направлении, примерно параллельно интрузии тигирекских гранитов, от которых она отстоит в 800—900 метрах. Два главных, приблизительно параллельных друг другу рудных тела месторождения имеют пластолинзообразную форму и падение, согласное с вмещающей толщей известняков на СВ под углом 40—70°. Рудные тела залегают среди перемежающихся известняков, роговиков и скарнов.

I. Текстуры и минералогический состав руд

Руды Белорецкого месторождения обладают исключительно широко развитыми полосчатыми текстурами, нередко переходящими в гнейсоподобные. Образование таких текстур можно, по-видимому, связывать с частыми внутриминерализационными подвижками и отчасти с сильным последующим дислокационным метаморфизмом. Обычно полоски, линзочки и скопления мушкетовита с кварцем, кальцитом и актинолитом перемежаются с пироксеновыми, актинолитовыми, гранатовыми, кальцитовыми, пироксен-кальцит-актинолитовыми и т. п. полосками. Полоски (жилки), сложенные мушкетовитом, нередко достигают мощности нескольких сантиметров и более. Они часто имеют массивное сложение с пластинчатым изломом. Иногда пластинчатость и шестоватость муш-

кетовита выражена так резко, что можно говорить о рудах шестовой и пластинчатой текстуры (рис. 1). Встречаются рудные полосы, обладающие пятнистой текстурой, обусловленной обособлениями кальцита, кварца, актинолита и реже пироксена и граната в массе мушкетовита.

Широким распространением пользуются брекчиевые текстуры мушкетовит-магнетитовых руд. Наблюдается раздробленность, изгибание, развальцевание и растаскивание отдельных участков некогда сплошного пластинчатого, радиально-лучистого или сноповидного агрегата мушкетовита. Промежутки между обломками агрегатов мушкетовита выполнены кальцитом, актинолитом, реже хлоритом. Встречаются также вкрапленные текстуры руд, где обычно повышается количество магнетита более поздних генераций. Кроме того, можно встретить друзовые, массивные и целый ряд других текстур, пользующихся ограниченным распространением. Учитывая общее геологическое строение месторождения, а также характер текстур и структур руд, можно думать, что общая вытянутость рудных тел и полосчатость руд в своем происхождении тесно связаны с имевшей здесь местной интенсивной расщелинчатостью, простирающейся в общем совпадало с простираемостью вмещающих рудные тела известняков.

Минералогический состав руд довольно однообразный и представлен следующими минералами: мушкетовитом, магнетитом нескольких генераций, кальцитом, актинолитом, кварцем, пироксеном и реже встречающимися гранатом, эпидотом, турмалином, хлоритом, пирротинитом, пиритом, халькопиритом, сфалеритом. Предварительно можно выделить два основных минералогических типа руд, связанных между собой всевозможными переходами: мушкетовит-магнетитовые — карбонат-кварц-актинолитовые и мушкетовит-магнетитовые-актинолит-карбонат-кварцевые руды. Кроме этих двух типов, следует указать на подчиненное развитие гранат-мушкетовит-магнетитовых, кальцит-кварц-мушкетовитовых и т. п. разновидностей руд.

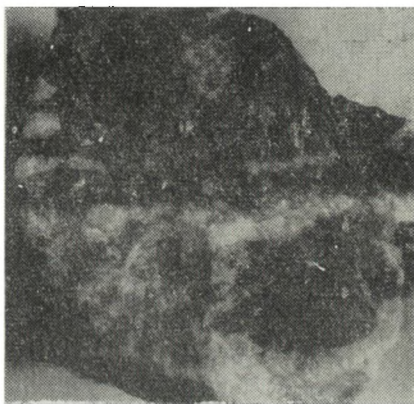


Рис. 1. Штупф мраморизованного известняка с мушкетовитом (I).
1/2 натур. вел.

II. Генерации окислов железа

При минералогических исследованиях руд нами предварительно установлена следующая последовательность образования окислов железа в зоне Белорецкого месторождения: мушкетовит (гематит)-I, магнетит-II, обычно обрастающий таблитчато-пластинчатые кристаллы мушкетовита; магнетит-III, образующийся в результате перекристаллизации мушкетовита и магнетита предыдущих генераций. Возможно, наряду с перекристаллизацией продолжалось поступление новых порций рудосодержащих растворов, которые и поставляли часть вещества для магнетита третьей генерации. Кроме того, несомненно, происходила не только перекристаллизация мушкетовита и магнетита-II на месте, но и осуществлялся местный перенос вещества при метаморфизме. Магнетит-IV образовался при дисульфидизации пирротина и встречается в тесном

срастании с марказитоподобным пиритом, пиритом, халькопиритом и кальцитом. Развитие этого магнетита незначительно и представляет лишь минералогический интерес. Не останавливаясь в дальнейшем на описании магнетита этой генерации, отметим его чрезвычайную пористость и легкую растворимость в кислоте со вскипанием, что, по-видимому, обусловлено тончайшими включениями кальцита.

Мушкетовит, как уже отмечалось выше, имеет в пределах собственно Белорецкого месторождения исключительно широкое развитие, слагая основную массу промышленных руд. Характерно, что процесс мушкетовитизации был очень интенсивным и прошел до конца, т. е. реликтов гематита почти не осталось. Нам лишь в последнее время удалось установить немногочисленные реликты гематита в шестоватых агрегатах мушкетовита из штольни.

Кристаллы мушкетовита имеют вид толстых пластин, которые сростаются в длинные иглы и цепочки. Иногда отношение удлинения к толщине кристалла достигает 5 : 1 и более. На рис. 2 можно видеть, что два срост-



Рис. 2. Иголочка из двух сростшихся кристаллов мушкетовита-I, обросшая каймой незонарного магнетита-II. Травлен. X 90.

шихся друг с другом зонарных кристалла мушкетовита образуют «иголочку», позже обрастающую неровной каймой незонарного пористого магнетита-II. Границы между зернами мушкетовита и каймами магнетита-II неровные, часто коррозионные. Нередко наблюдаются сильно раздробленные кристаллы мушкетовита, резко отличающиеся от значительно дислоцированных кайм магнетита-II. Подобные факты позволяют говорить о некотором временном промежутке, предшествовавшем отложению магнетита-II (рис. 2 и 3). На рис. 3 можно наблюдать кристалл мушкетовита, который обрастает пористой каймой незонарного магнетита-II, и незатравленные зерна магнетита перекристаллизации III.

Довольно часты зерна мушкетовита-I с характерным для гематита полисинтетическим двойниковым строением, которое вскрывается с помощью структурного травления и благодаря избирательному проявлению процессов восстановления (маггемитизации, мушкетовитизации), которые, как правило, развиваются по таким элементам внутренней структуры зерен, как двойниковые швы, отдельные двойниковые пластины и зоны роста (рис. 4). На рис. 4 белые незатравленные участки отвечают

магнетиту перекристаллизации-III и, возможно, отчасти маггемиту?, а серые и черные участки — мушкетовиту.

В зернах мушкетовита Белорецкого месторождения обычно можно наблюдать участки с голубоватым оттенком, в то время как фон зерна может быть кремовым и слегка буроватым. Нередко наличие двух компонентов с такими оттенками позволяет судить о пластинчатости и пластинчато-двойниковом строении зерен мушкетовита. Голубоватые участки, по-видимому, отвечают одной из переходных разновидностей маггемита? В отличие от изотропного маггемита она слегка анизотропна, причем степень анизотропии слегка колеблется от едва заметной до довольно четкой, а в отличие от гематита слабо анизотропна и очень быстро травится кислотами в отличие от практически нерастворимого гематита.

Вопрос изучения этих переходных образований типа маггемита очень слабо освещен и требует постановки специальных исследований.



Рис. 3. Зонарный кристалл мушкетовита (I), обрастает каймой магнетита-II. Обе предыдущие генерации (I и II) замещаются магнетитом-III. Травлен. X 90.



Рис. 4. Замещение зерна мушкетовита магнетитом-III. Травлен. X 80.

III. Структуры мушкетовит-магнетитовых агрегатов

Кроме упомянутых игловидных и цепочечных структур мушкетовит-магнетитовых агрегатов широким распространением пользуются сноповидные, радиально-лучистые и спутанно-волокнистые агрегаты мушкетовита. При наложении последующих метаморфических процессов возникают разнообразные дислокационные и дислокационно-метаморфические структуры: перекристаллизации, развальцевания, брекчирования и замещения. В рамках настоящей заметки мы кратко остановимся лишь на некоторых характерных структурных картинах, выявленных травлением и представленных на рисунках 5, 6, 7 и 8.

На рис. 5 в протравленном зонарном кристалле мушкетовита появляются отдельные участки рекристаллизации (III). Кристалл разбит множеством мельчайших трещинок, которые как бы выкраивают его отдельные участки, способствуя их перекристаллизации. Эти частично уже перекристаллизованные участки нередко сохраняют следы зональности роста и согласуются с общим планом кристалла, однако при травлении они хорошо выявляются. Кристаллическая решетка этих рекристаллизованных участков уже перестроена, результаты предшествующих деформаций уничтожены, и они выглядят «свежими» (рис. 5).

Кроме структур рекристаллизации отдельных зерен (рис. 4 и 5), широко распространен процесс перекристаллизации агрегатов зерен мушкетовита. На рис. 6 наблюдается замещение табличевидных зонального строения кристаллов мушкетовита (серое) агрегатом идиоморфных, а чаще аллотриоморфных зерен магнетита-III перекристаллизации (белое). В нижней части рис. 6 аллотриоморфный мелкозернистый агрегат магнетита перекристаллизации почти полностью замещает крупные кристаллы мушкетовита. Появление магнетита-III часто приурочено к таким структурным элементам, как границы зерен, зоны роста и двойниковые швы. Особенно часто он появляется вдоль трещинок, по зонам дробления и брекчирования в отдельных крупных кристаллах или агрегатах зерен мушкетовита. Иногда агрегаты магнетита-III образуют отдельные, почти полностью состоящие из изометричных зерен, полосы



Рис. 5. Участки рекристаллизации (III) в зерне мушкетовита (I). Травлен. X 180.

в которых лишь с помощью структурного травления удастся установить случайные реликтовые участки мушкетовита. Нередко за счет двух соседних зерен зонарного мушкетовита возникает одно новое зерно магнетита-III (см. центральную часть рис. 6) или, наоборот, на месте одного зерна (или даже его части) мушкетовита появляется мелкозернистый агрегат аллотриоморфных зерен магнетита-III (см. нижнюю часть рис. 6). Черные пунктирные линии на новообразованном зерне магнетита-III (в центре рис. 6), которые состоят из мельчайших пор, дырок и включений нерудных минералов, составляют как бы продолжение зон роста двух замещаемых соседних зерен мушкетовита. Это ясно указывает на реликтовый характер этих линий и показывает, что магнетит-III образовался путем замещения мушкетовита. В других случаях, помимо пунктирных линий, остаются вытянутые реликтовые участки мушкетовита.

Агрегаты мушкетовита, как правило, несут следы воздействия тектонических напряжений, в результате которых возникают своеобразные дислокационные структуры, которые можно характеризовать как результат пластических и разрывных деформаций. На рис. 7 видно разлинзовывание и развальцовывание пластинчатого агрегата зерен мушкетовита с частичной перекристаллизацией по плоскостям наибольшего скольжения и дробления. При нагрузках в пластинчатых и таблитчатых кристаллах мушкетовита возникают скольжения по кристаллографическим плоскостями и образуется целая серия пластин (рис. 7).

При продолжающейся нагрузке происходит разрыв и дробление пластин на мелкие линзовидные блоки, и, наконец, начинается перемещение отдельных «блоков скольжения» относительно друг друга с растаскиванием агрегата в полоску или линзочку, изгибание отдельных пластин-блоков. Последующий процесс перекристаллизации подчеркивает направленную ориентировку дислокационной структуры (рис. 7). На рис. 7 отражена целая серия поперечных трещин, перпендикулярных к общей направленности дислокационной структуры. Эти трещины являются трещинками разрыва, возникающими при развальцевании, когда предел «текучести» мушкетовит-магнетитового агрегата был исчерпан.



Рис. 6. Структура перекристаллизации мушкетовита (I) в агрегат изометричных зерен магнетита-III. Травлен. X 56.



Рис. 7. Направленная структура деформированного мушкетовита (I). Белое — магнетит-III. Травлен. X 60.

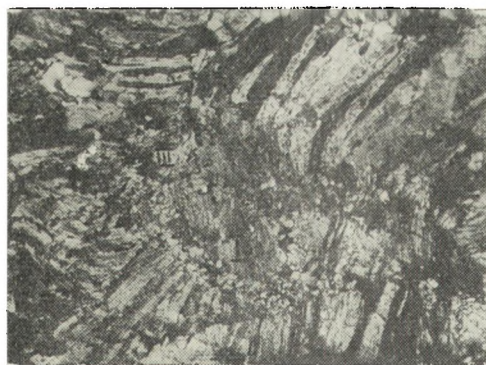


Рис. 8. Брекчиевидная структура мушкетовита (I) с магнетитом-III перекристаллизации в качестве «цемента». Травлен. X 50.

В связи с разбитием магнетита-III по трещинкам и зонкам дробления возникают своеобразные брекчиевидные структуры (рис. 8). Обломки пластинчатого агрегата зерен мушкетовита, лишенные острых углов, окружены агрегатом мелких изометричных зерен магнетита-III.

Травлением вскрывается пластинчатая природа агрегатов мушкетовита и детали перекристаллизации руд. Необходимо отметить, что процесс перекристаллизации был длительным и многостадийным. Так, на смену процессу мушкетовитизации, с появлением как промежуточного образования маггемита по структурным элементам гематита, приходит стадия появления магнетита-III по зонам дробления, которые секут уже значительно преобразованные агрегаты мушкетовита (рис. 8).

IV. Некоторые соображения о генезисе мушкетовит-магнетитовых руд

Остановившись еще раз на порядке выделения минералов — окислов железа в рудной зоне Белорецкого месторождения, можно предварительно представить следующую последовательность: мушкетовит (гематит)-I в парагенезисе с кварцем и кальцитом → магнетит-II → магнетит-III перекристаллизации → мартит-IV (мартитизация мушкетовит-магнетитовых руд). Эта приближенная схема указывает на многократное колебание окислительной обстановки в рудной зоне. Тектурно-структурные особенности мушкетовитовых руд, исследование которых затруднено благодаря интенсивной метаморфизации, позволяют говорить о появлении жилок гематит-кварцево-кальцитового состава. Последующие порции гидротермальных растворов, периодически поступающие в рудную зону при очередных тектонических напряжениях, метаморфизируют более ранние образования и отлагают целый ряд других минералов.

Характерным для Белорецкого месторождения является интенсивная мушкетовитизация, почти не оставившая реликтов гематита, при незначительном развитии в рудной зоне сульфидов. Восстановлению гематита до магнетита способствовала, по-видимому, циркуляция рудоносных растворов в деформированных известняках при своеобразной физико-химической обстановке. В процессе рудоотложения менялся не только окислительный потенциал и состав растворов, но и их температура. Можно судить, что процесс шел с постепенным повышением температуры и, достигнув своего максимума, закончился появлением низкотемпературных ассоциаций минералов, например: кальцит — хлорит и т. п. Удаленность рудной зоны от интрузива и, следовательно, слабая протектость известняков на первых этапах рудоотложения, а также их деформированность говорят в пользу этого мнения.

Не делая преждевременных выводов о деталях процесса, можно лишь в общем отметить гидротермально-метасоматический характер оруденения, которое появилось и развивалось на фоне интенсивной тектонической жизни зоны расщелин, к которой и приурочено Белорецкое месторождение мушкетовит-магнетитовых руд. Черты дислокационного метаморфизма ярко запечатлены как в рудах, так и в окружающих породах.

Белорецкое месторождение является своеобразным среди месторождений Западной Сибири как по своему составу руд, так и по геологическим условиям. Наличие обильного раннего мушкетовита и генетическая связь с гранитами, приуроченность к толще известняков делают это месторождение несколько похожим на так называемый Тянь-шаньский тип месторождений железа, выделенный А. Е. Ферсманом и позднее описанный в работах А. Б. Баталова (1947, 1954, 1955), А. О. Каххарова (1958), П. С. Поваренных (1951) и др.

Изучение особенностей формирования руд Белорецкого месторождения заслуживает самого пристального внимания, так как мушкетовитовые руды, по-видимому, пользуются в Западной Сибири значительным распространением.

ЛИТЕРАТУРА

1. Баталов А. Б. Генетические особенности железорудных скарнов Западного Тянь-Шаня, Тр. АН УзССР, № 2, 1947.
 2. Баталов А. Б. Структурно-текстурные особенности железорудных скарнов Западного Тянь-Шаня. Тр. ин-та геол. АН УзССР, вып. II, 1954.
 3. Баталов А. Б. Мушкетовит в скарнах Западного Тянь-Шаня. Зап. Узб. отд. Всесоюз. мин. общ., вып. 8, 1955.
 4. Вахрушев В. А. Минералогия и генезис железных руд Белорецкого месторождения на Алтае. Изд. Сибир. отд. АН СССР, Новосибирск, 1960.
 5. Каххаров А. О. О мушкетовите из железорудного месторождения Ат-Кулак. Узб. геол. журнал, № 1, 1958.
 6. Поваренных А. С. Мушкетовитовый скарн из верховьев реки Паскем. Докл. АН СССР, т. 81, № 6, 1951.
 7. Чистяков В. К. О мушкетовите из скарнов Уйзюкского железорудного района в Горной Шории. Изв. высшей школы, Геол. и геофиз., № 8, 1959.
-

ТРУДЫ
ТОМСКОГО ГОСУДАРСТВЕННОГО УНИВЕРСИТЕТА
имени В. В. КУЙБИШЕВА

Том 164

Серия геологическая

В. Н. СЕРГЕЕВ

**ВНУТРЕННЕЕ СЛОЖЕНИЕ НЕКОТОРЫХ ОБРАЗОВАНИЙ
МАГНЕТИТА**

В рудах Тейского*) железорудного месторождения (Хакассия) были обнаружены своеобразные и сложные по своему внутреннему строению образования магнетита, которые своим обликом нередко живо напоминают почковидные и сферолитообразные агрегаты. Снаружи они обычно лишены хорошо образованных граней и покрыты искривленными с тонкой штриховкой плоскостями (псевдогранями) совместного роста. Их размеры колеблются от 0,01 до 5 мм. Интересующие нас постройки магнетита наблюдались в рудах с так называемыми «колломорфными» и кокардовыми текстурами, которые встречаются в приповерхностных участках месторождения. Наблюдаются они среди тонко- и среднезернистого магнетита, появившегося несколько позднее сферолитоподобного, обладающего иным внутренним строением. Магнетит в этих рудах тесно пространственно ассоциирует с пиритом, кальцитом, кварцем, серпентином и эпидотом.

Каждое почковидное образование магнетита состоит из нескольких последовательно появившихся частей, которые резко отличаются друг от друга по своей внутренней морфологии. На рис. 1,2 можно выделить зародышевую часть (I), затем следующую за ней зону (II) развития секторов («субиндивидов») и, наконец, оторочку из агрегата магнетита шестоватого сложения (III). В описании мы остановимся на строении и морфологических особенностях каждой из этих частей в порядке их исторического развития.

Основой для зарождения и роста магнетитовой постройки в данном случае послужили образования пластинчатого пирита (а). В других случаях это были пластинчатые и игольчатые агрегаты и зерна нерудных минералов или стенки трещинок в скарнах. Пластинчатый пирит в Тейском месторождении мы считаем результатом псевдоморфного замещения мушкетовита («раннего» гематита) и, возможно, различных игольчатых и пластинчатых нерудных минералов. Нам неоднократно удавалось наблюдать реликты мушкетовита среди пластинчатых образований пирита. Рост подобного пирита, по-видимому, происходил в стес-

*) Общие сведения о Тейском месторождении и ссылки на соответствующую литературу можно найти в обзоре «Железорудные месторождения Алтае-Саянской горной области», том. 1, книга 2, 1959, стр. 332—381.



Рис. 1. Внутреннее сложение сферолитоподобной постройки магнетита (схема с рис. 2). Пояснения в тексте.

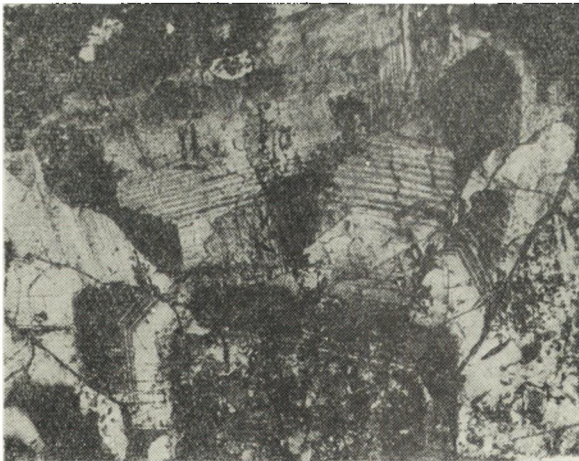


Рис. 2. Сложное внутреннее строение кристалла магнетита. I — «зародыш», II — секториальная «расщепленная» зона пидива. Увел. 40.

ненных условиях, что также наложило своей отпечаток на его морфологию.

Зародышевая часть кристалла (I), судя по четко запечатленной зоне роста (б), отвечает в сечении контуру квадрата с усеченными вершинами (сечение ромбодоэкаэдрического кристалла). Тонкое строение зародыша в значительной мере «затушевано» деформацией и частичной рекристаллизацией, что выражено в довольно густой сеточке неориентированных трещинок и в появлении мелких изометричных новообразованных зернышек (перекристаллизованных участков), обычно приуроченных к трещинкам. Здесь же можно обнаружить массу пустоток и зернышек нерудных минералов, которые во множестве включены в магнетит. Нами определены среди них кварц, кальцит и актинолит.

Судя по отдельным реликтовым участкам, зародыш имел зонально-секториальное сложение. В правой части рис. 1 и 2 сохранились очертания одной из пирамид роста (в) с чуть приметным зональным рисунком (г). При прослеживании зоны (б) она представляется «волнистой линией», что позволяет говорить о неровной поверхности граней зародыша. Наблюдения при больших увеличениях свидетельствуют также об участии процессов растворения в формировании поверхностей его граней. При развитии граней зародыша в плоскостях их роста идет неравномерное наслаивание вещества зон, что приводит к появлению отдельных участков (д), несколько отклоняющихся от взаимно-параллельного нарастания. Между некоторыми из таких участков возникают тонкие грани-



Рис. 3. Фрагмент кристалла магнетита с «блоковой», «мозаичной» структурой, а — поверхность грани «зародыша», б — субиндивиды второго порядка; 1, 2, 3, 4 — несколько дезориентированные участки (субиндивиды первого порядка). Дашкесан, Увел. 48.

цы раздела (швы срастания). В этот период роста зерно особенно обильно «консервировало» на поверхностях своих граней мелкие зернышки нерудных минералов, отлагавшихся массами из раствора.

Появление дезориентированных участков на гранях «зародыша» является началом оформления своеобразных внутренних структур, характерных для так называемых расщепленных кристаллов. Явление зарождения

дения таких структур еще более наглядно выражено на рис. 3, где представлен фрагмент кристалла магнетита из Дашкесанского месторождения. На неровной волнистой поверхности грани (а) «зародыша» постепенно появляются участки 1, 2, 3, 4 из слоев-зон, отклоняющихся на незначительные углы от взаимной параллельности (см. зоны роста), что приводит к возникновению «первично блоковых» и «мозаичных» структур роста (рис. 3).

Рост следующей морфологоструктурной зоны (II) характеризуется появлением множества пирамид роста, которые веерообразно разрастаются от зародыша и особенно охотно возникают у граней, притупляющих ребра квадратного сечения. Пирамиды роста (1—11) по облику, морфологии и, главное, резко дезориентированному расположению в общем плане индивида, являются по сути дела самостоятельными, резко индивидуальными образованиями, которые по существу приближаются к так называемым «субиндивидам первого порядка». Следует отметить, что наш пример внутренней структуры зоны (II) в магнетите иллюстрирует постепенность перехода резко секториальных кристаллов с развитием «паразитных пирамид роста» (Леммлейн, 1948) к расщепленным кристаллам, у которых индивидуальность морфологии каждого субиндивида, наличие субиндивидов нескольких порядков и их «дезориентированность» в зерне выражены особенно четко. Поэтому морфогенетический смысл терминов «пирамида роста» и «субиндивид» здесь очень близок и взаимно связан.

Структурные моменты зарождения «пирамид-субиндивидов» отчасти отмечены выше, однако следует подчеркнуть, что определенное значение приобретают, по-видимому, факты повторного зарождения, т. е. рост на гранях отдельных мелких зародышей магнетита, ориентированных своими кристаллографическими элементами приблизительно параллельно таковому кристалла-хозяина. Структурно это запечатлено в появлении пирамид-субиндивида (3). В основании этой пирамиды (3) наблюдается несколько мелких зернышек магнетита (субиндивидов второго порядка), послуживших ее основой. В этом отношении также показательны появления идиоморфных зональных субиндивидов второго порядка (е, ж), которые были ориентированы несколько непараллельно граням кристалла-хозяина и вскоре оказались заросшими. Подобную картину можно наблюдать и в зерне дашкесанского магнетита (рис. 3), где идиоморфные головки субиндивидов второго порядка (б), обращенные в направлении роста, появляются на гранях кристалла-хозяина.

Рассмотрим пирамиды роста (субиндивиды) зоны (II), которые весьма разнообразны по морфологии и внутреннему строению (1—11). Пирамиды (1 и 2) имеют вытянутую неправильную форму и четкие границы, лишенные характерной для швов срастания пирамид ступенчатости. Зональность роста параллельна зоне (б) зародыша. Форма следующей пирамиды роста (3) весьма неправильна. Зональность роста значительно отклоняется от параллельного нарастания (в срезе $\approx 20^\circ$) по отношению к левой боковой грани зародышевой части. Пирамида (4) имеет своеобразную скипетровидную форму, обусловленную колебаниями скоростей роста также и соседних пирамид (3 и 5). Зональность здесь проявлена слабо и, судя по отдельным округлым реликтам слоев-зон (з), в верхней части пирамиды она подверглась неоднократному растворению. Ориентировка зональности роста также позволяет считать эту пирамиду продолжением развития грани, притупляющей ребро. Переходя к рассмотрению следующей пирамиды (5), отметим, что, как и у предыдущей пирамиды (4), уровень ее зарождения (е) расположен гораздо выше, чем у прочих пирамид, и, следовательно, их нужно считать наиболее

«молодыми». Форма пирамиды (5) отвечает неравномерно расширяющемуся кверху сектору. Границы ее сильно извилисты и тонкоступенчаты (швы срастания). Рисунок зональности и ее местоположение позволяют считать эту пирамиду, как и пирамиды (6 и 7), результатом «расщепления» верхней грани зародышевой части (I). Направление простираения зональности роста пирамиды (5) в срезе аншлифа составляет значительный угол (25°) с зоной (6). Пирамида (6) вытянута по диагонали и имеет неправильную причудливую форму. Границы ее сильно извилисты, зигзагообразны и являются ярким примером ступенчатости швов срастания. Угол между простираением зональности роста пирамиды (6) и зоной (6) составляет $15\text{--}18^\circ$. Верхняя грань зародышевой части (I) продолжает расти параллельно самой себе, образуя выклинивающуюся на некотором уровне пирамиду (7), которая оказывается заросшей соседними пирамидами (6 и 8). Внутри этой пирамиды заметны участки (субиндивиды второго порядка), создающие структуру слабо проявившейся «блоковости» (д), которая так ярко выступает на рис. 3. Пирамида (8) несколько аналогична по своему строению и форме пирамиде (4) и также несет следы растворения в виде сильно корродированных и скругленных зон роста (к). Пирамида (8) принадлежит грани, притупляющей ребро зародыша (I). В данном срезе аншлифа пирамиды (9) выражена слабо и несет чуть приметную зональность. Наконец, пирамиды (10 и 11) аналогичны противоположащим пирамидам (1 и 2).

Следующим моментом в развитии внутренней структуры зерна явилось обрастание резко секториально-субиндивидной постройки веерообразной формы (I—II) общими широкими каймообразными зонами (л), которые вновь приводят кристалл к зональной постройке «обычного», более простого вида. Большинство пирамид роста граней (1, 2, 3, 4, 8 и т. д.) оказываются «погребенными» под ново появившимися зонами, однако некоторые пирамиды (6) продолжают сохранять свою индивидуальность и в этот период роста. Появление таких зон (л) является отражением быстрой смены существовавших условий роста. Можно отметить, что появлению зон-кайм (л) предшествовало некоторое растворение кристалла, что запечатлено в корродированности и скругленности «головок» пирамид роста (например, пирамида 8). Наличие каймообразных зон (л) установлено у большинства зерен подобного строения, которые наблюдались нами и, следовательно, это является своеобразной структурной особенностью в формировании зерен руд вышеотмеченных текстур (рис. 1, 2, 4).

Период роста каймообразных зон сменяется интенсивным растворением поверхностей зерен, что приводит к округлению всей минеральной постройки. Это особенно хорошо видно на рис. 4. В результате растворения сохраняется лишь какая-то часть каймообразной зональной оторочки зерна, которая несет следы глубокой коррозии. Вслед за растворением на скругленную и корродированную поверхность индивида отлагается крустификационная корочка (м) из нерудных минералов (кальцита и кварца), которая частично растворена при структурном травлении.

Периферийная оторочка (III) из агрегата зерен магнетита следующей генерации возникает при массовом выпадении минеральных зародышей (н) на субстрат, представленный корочкой из нерудных минералов. Отдельные зерна из зоны зарождения (н) и геометрического отбора сильно разрастаются, подавляя массу зерен менее «удачно» ориентированных по отношению к поверхности нарастания. Эта часть новообразованного магнетитового агрегата наиболее быстро и сильно протравливается кислотой, что обуславливается массой тонких

включений нерудных минералов, наличием множества пустоток, малой величиной зерен самого магнетита и их значительной дислоцированностью. Сингенетические и эпигенетические включения других минералов здесь особенно разнообразны и обильны. К первым принадлежат кварц, актинолит, кальцит, ко вторым — кальцит второй генерации, в секущих жилках, халькопирит (единичные зерна).

В отдельных участках оторочки (III) четко выступает ее параллельно шестоватое строение и, вообще, это образование, по Д. П. Григорьеву.



Рис. 4. Кристалл магнетита (зона II) скругленный растворением, обрастает периферийной оторочкой (зона III) агрегата магнетита поздней генерации. Тёя, Увел. 36.

(1954), следует отнести к параллельно-шестоватому агрегату первого рода. Шестоватость агрегата в некоторых случаях устанавливается по границам зерен, цепочкам включенных зернышек нерудных минералов, трещинкам и общему рисунку оторочки.

В верхнем левом углу рис. 1, 2, а также на рис. 4 и 5 видны индивиды магнетита более позднего зарождения с четко секториальным строением. Такие индивиды развиваются в промежутках между сферолитообразными оторочками описанных выше образований и относятся к магнетиту поздней генерации. Оторочки (III) из агрегатов позднего магнетита вокруг зерен раннего магнетита нередко обрастают не одно, а сразу целую группу зерен и тянутся своеобразными крустификационными полосами вдоль цепочек из вышеописанных индивидов сложного строения (части I и II).

Наращение на округлую поверхность индивида массы кристаллических зародышей магнетита отвечает первому способу (по Григорьеву, 1953) образования сферолитовых построек. Рисунок подобных образований некоторыми исследователями трактовался как «колломорфный», и тем самым предполагалось участие в формировании руд коллоидов. Между тем изучение внутренних структур приводит к выводу о росте их из истинных растворов.

Коротко остановимся на микротектонике тейских образований сферолитоподобного магнетита. Исследование дислокаций в кристаллах.

природного магнетита (В. Н. Сергеев и А. М. Кузьмин) показали многостадийность и сложность структур, возникающих под влиянием напряжений. Важность изучения деформаций в кристаллах несомненна и особое место среди вопросов их исследования занимает вопрос распределения дислокаций относительно различных элементов внутренней структуры минерального индивида.

В зародышевой (I) и особенно в секториальной части (II) зерен наблюдаются весьма тонкие и разнообразные дислокационные структуры (рис. 1, 2). На рис. 5 изображена деталь строения одного из зерен магнетита с тремя пирамидами роста (1, 2, 3) и четкой зональностью

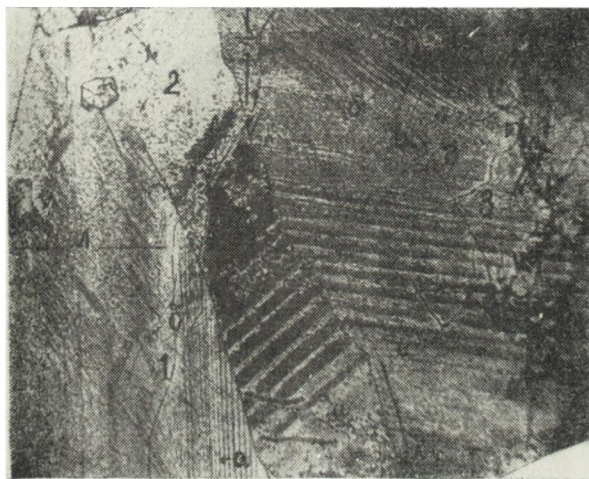


Рис. 5. Картина распределения дислокаций в секториальном кристалле магнетита (деталь). Пояснения в тексте. Тёя, увел. 200.

роста (а) в каждой из них. В периферийной кайме (л) с несколько затухающим зональным строением видны отдельные слои-зоны, особенно интенсивно трещиноватые. Тонкие трещинки (б), часто не выходящие за пределы отдельных зон (пирамида 1), образуют в срезе угол $30-35^\circ$ с простираем слоев зон роста. В пирамиде (3) трещинки (б) прослеживаются через несколько зон роста, образуя с ними тот же угол, только падение трещинок обратное. Здесь же ясно выражена некоторая непараллельность и невыдержанность в простираении трещинок (б), что приводит к появлению микролинзочек (в). От периферии к центру зерна дислоцированность постепенно затухает. Сначала следует кайма (л), где зональность почти полностью уничтожена и чуть заметна лишь кое-где тончайшая трещиноватость (г), переходящая далее в «пористость» (д), где, по-видимому, размеры отдельных трещинок под микроскопом не улавливаются. Далее следует незатронутая дислокациями зональность роста (а). Подобный же характер дислокаций наблюдается в каймообразной зоне обрастания (л), отмеченной при описании рис. 1 и 2.

Кроме секущих зональность роста трещинок (б), можно заметить «согласные трещинки» (е), которые подчеркивают зоны роста (пирамида 3). В пирамиде (2) дислокационные трещинки имеют в сечении несколько иной вид. Здесь они представлены множеством тонких округлых дырочек (ж), которые устилают периферическую часть пирамиды. Во-

круг таких дырочек наблюдаются каемки светлого неподдающегося травлению и четко анизотропного минерала с бурым до красного внутренним рефлексом, который является гематитом. В связи с этим следует отметить, что периферийные части зерен обладают некоторой анизотропией и буроватым оттенком в скрещенных николях, что нужно связывать с появлением очень тонких образований гематита по дислокационным трещинкам.

Таким образом, сферолитоподобные образования магнетита представляют собой сложные минералогические постройки, состоящие из трех частей, морфологически и генетически довольно сильно отличающихся друг от друга. Зародышевая часть (I) и зона расщепленного роста (II) представляют собой минеральный индивид, в сложении которого принимают участие субиндивиды различных порядков, а периферийная часть (III) является агрегатом магнетитовых зерен поздней генерации, нарастающим на скругленную растворением поверхность более раннего зерна (I, II).

Часть (II) индивида по своему строению очень похожа на так называемые расщепленные кристаллы, которые описаны пока для немногих рудных минералов: пирита (Куликов и Мокиевский, 1960) и лёллингита (Рундивист, 1958). «Сектора-субиндивиды» (I—II) зоны (II) иллюстрируют постепенный морфологический переход от секториальности к возникновению четко автономных субиндивидов различных порядков.

В последних работах приводятся описания шестоватых периферийных оторочек, подобных нашей (III), например, у образований пирита и магнетита (Гославская*, Озеров, Курбанов, 1962; Яковлев, 1962 и др.), с той лишь разницей, что ядром у них является агрегат из мелких зерен того же минерала, в то время как в нашем случае субстратом для сфероподобной оторочки послужил индивид магнетита сложного строения.

Внутренние структуры минеральных образований подобных тейским возникают в условиях формирования близповерхностных месторождений (Рундквист, 1958) или участков рудного поля, где физико-химические условия по тем или иным причинам приближаются к приповерхностным. Сферолитовидные образования магнетита, несомненно, появились в результате роста из истинных растворов. К специфическим условиям их формирования нужно отнести, по-видимому, такие факторы, как пересыщение растворов (образование и выпадение массы кристаллических зародышей, повторные зарождения на гранях и т. д.) и влияние «включений» нерудных минералов, которые оседают на гранях кристалла-хозяина в процессе его роста. Большое влияние на внутренний облик магнетитовой постройки оказали и процессы периодического растворения, появляющиеся на различных этапах ее роста.

Нами внутренние структуры зерен, подобные тейским, встречены у некоторых магнетитов Абаканского (Хакасия), Алексеевского и Тайгажирского (Горная Шория) месторождений, что указывает на значительное распространение подобных образований в природе, так мало изученных и интересных для генетической минералогии.

ЛИТЕРАТУРА

1. Д. П. Григорьев (1953). О генезисе натечных, или метакolloидных, коллоидных агрегатов минералов. ЗВМО, ч. 82, вып. 1, стр. 7—21.

*) Авторы данной статьи считают, что в образовании сферолитовидных пиритов принимали участие коллоиды, однако нам кажется это утверждение недостаточно обоснованным.

2. Д. П. Григорьев (1954). Некоторые явления генезиса минералов в жилах. ЗВМО, ч. 83, вып. 3, стр. 177—197.
 3. Л. Д. Гославская, Ю. К. Озеров, А. Ш. Курбанов (1962). О так называемых рудных «гальках» в породах кровли Урупского медно-колчеданного месторождения (Северный Кавказ). Тр. ин-та ЦНИГРИ, вып. 43, стр. 126—140.
 4. Б. Ф. Куликов и В. А. Мокиевский (1960). Расщепленные кристаллы пирита в рудах Качарского магнетитового месторождения. ЗВМО, ч. 89, вып. 3, стр. 328—332.
 5. Г. Г. Леммлейн (1948). Секториальное строение кристаллов, изд. АН СССР, Москва — Ленинград, стр. 69.
 6. Д. В. Рундквист (1958). О некоторых особенностях морфологии и внутреннего строения минеральных агрегатов оловорудных близповерхностных месторождений ЗВМО, ч. 87, вып. 4, стр. 421—439.
 7. Ю. Н. Яковлев (1962). О сферолитоподобных агрегатах магнетита и пластинчатых выделениях пирита в рудах Куржункульского месторождения. Зап. Ленингр. горного ин-та, т. XLII, вып. 2, стр. 65—78.
-

В. К. ЧИСТЯКОВ

О ЛОМОНТИТЕ ИЗ КОНТАКТОВО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ГОРНОЙ ШОРИИ

Ломонтит часто встречается в железорудных контактово-метасоматических месторождениях Западной Сибири. Он пользуется широким распространением в Ташелгинском рудном поле (месторождения Монгол, Коп-Тау, Тебир-Пель, Ак-Таг и др.), некоторых месторождениях Тельбесской группы (Казское, Уйзок и др.), Ижморских магнитных аномалиях. Отдельные местонахождения его наблюдаются на Ампалыкском и Тазском месторождениях, а также в целом ряде других рудопроявлений железа контактово-метасоматического происхождения.

Несмотря на столь широкое распространение он обычно пропускался исследователями этих месторождений (5, 7), и описания его нет в известной нам литературе по этим месторождениям. Это, очевидно, является результатом того, что ломонтит образует тонкие жилки совместно с кальцитом, которые в полевых условиях по твердости и отношению к HCl определяются как кальцит.

Как правило, ломонтит не встречается и в шлифах, так как порода колетса по трещинкам, выполненным ломонтитом, и последний вследствие своей хрупкости выкрашивается и в шлиф не попадает.

Ниже дается характеристика ломонтита из контактово-метасоматических месторождений Горной Шории, при чем основное внимание уделяется цеолитам Ташелгинской группы месторождений.

В месторождениях Ташелгинской группы и Уйзокского месторождения ломонтит наблюдается в виде тонких жилок мощностью от долей миллиметра до 3 мм. Жилки выполняют наиболее поздние системы трещин скалывания. Эти жилы пересекают диориты, микродиориты, метасоматические полевошпатовые породы, а также гранатые и гранатопироксеновые скарны.

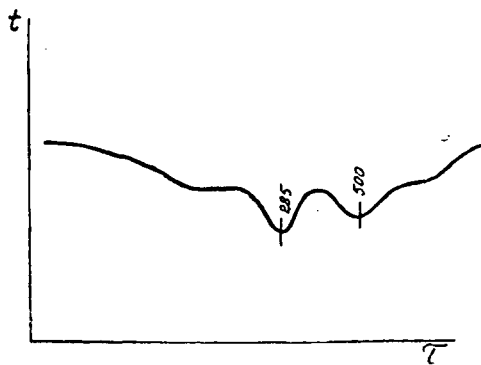


Рис. 1. Дифференциальная кривая нагрева ломонтита из месторождений Коп-Тау.

Ломонтит в жилках наблюдается в виде шестоватых, игольчатых лучистых и спутанно-волокнистых агрегатов с размерами отдельных иголочек и шестиков от $0,5 \times 0,05$ мм до $10 \times 0,5$ мм. Цвет ломонтита белый и снежно-белый, редко слегка желтоватый. Очень хрупок. Удельный вес изменяется от 2,28 до 2,39. В HCl исследуемый минерал растворяется и образует студень SiO_2 . В пламени паяльной трубки легко сплавляется в белое пузыристое, очень хрупкое стекло.

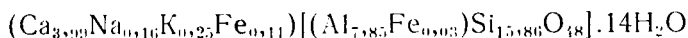
В иммерсионных препаратах совершенно бесцветен с низким дву-преломлением. Показатели преломления колеблются: $n_g = 1,508 - 1,515$, $n_p = 1,501 - 1,506$, $n_g - n_p = 0,007 - 0,009$, $2v = 30 - 40^\circ$, $Cn_{g(110)} = 38 - 40^\circ$.

Таблица 1

Химический анализ ломонтита

Окислы	Весовые проценты	Молекулярные количества	Атомные количества кислорода	Число атомов кислорода, рассчитан. на 48	Атомные количества катионов	Число атомов катионов
SiO_2	50.96	849	1698	31.72	849	15.86
TiO_2	—	—	—	—	—	—
Al_2O_3	21.40	210	630	11.77	420	7.85
Fe_2O_3	0.18	0.01	0.03	0.05	0.02	0.03
FeO	0.36	0.03	0.06	0.10	0.06	0.11
MgO	сл.				214	
CaO	12.04	214	214	3.99		3.99
MnO	0.03	0.004			0.13	
K_2O	1.25	0.13	0.13	0.23	0.10	0.25
Na_2O	0.58	0.10	0.10	0.14	1466	0.16
$\text{H}_2\text{O}^{(110)}$	1.70	0.94				
$\text{H}_2\text{O}^{-110}$	11.51	639				
Сумма	99.98		2569	48.00		

Данные химического анализа и пересчета их (табл. 1) дают следующую кристаллохимическую формулу исследованного минерала:



Исходя из данных химического анализа и результатов пересчета на кристаллохимическую формулу, можно отметить, что особенностями химического состава нашего минерала являются:

1. Избыток катионов, который объясняется присутствием в анализируемом материале небольшого количества кальцита и темных обломков породы, дающих некоторый избыток кальция и железа.

2. Наличие 14 молекул H_2O , характеризующих этот минерал как маловодную разновидность ломонтита — β -леонгардит.

Спектроскопическое изучение 12 образцов ломонтита из различных месторождений показало, что в виде примесей в них присутствуют

Ba (0,1 — 0,5%) Be (0,001 — 0,005%),
 V (0,001 — 0,005%), Sr (0,01 — 0,1%),
 Cr (сл. — 0,1%) Ti (0,05 — 0,1%)

в виде следов Co, Li, Cu, Zr.

Существенных отличий в составе и количестве примесей из различных месторождений нет. Можно только отметить, что ломониты из Тель-бесской группы месторождений обогащены Zn.

Таблица 2

Межплоскостные расстояния ломонита)*

№№ п/п	Ломонит Коп-Тау		Ломонит из картоteki ХРДС II		Леонгардит из Новой Зелан- дии		Ломонит из Карагайлин- ского место- рождения	
	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
1	2	3	4	5	6	7	8	9
1	6	4.145	8	4.07	10	4.18		4.082
2					1	3.77		3.838
3					4	3.67		3.622
4	5	3.511	8	3.56	10	3.52		
5					1	3.42		3.445
6	1	3.38	6	3.40	1	3.36		3.353
7					3	3.28		3.257
8	4	3.209	6	3.24	2	3.21		
9			4	3.13	1	3.16		3.166
10	1	3.04	4	3.02	4	3.04		
11					1	2.95		2.999
12	1	2.879	6	2.85	3	2.88		2.847
13			4	2.79	2	2.80		
14					1	2.73		2.696
15					1	2.64		2.62
16	4	2.573	4	2.59	3	2.58		2.547
17					2	2.52		2.492
18	5	2.446	6	2.43	1	2.46		
19					4	2.44		
20	1	2.369	4	2.36	2	2.361		2.342
21			2	2.26	1	2.272		2.250
22	10	2.152	6	2.15	3	2.155		2.138
23	1	2.072	2	2.08	1	2.090		2.072
24					1	2.059		2.045
25					1	2.041		
26	1	2.005	2	1.99	1	1.994		1.978
27	2	1.952	4	1.95	2	1.961		1.938
28					1	1.910		
29					1	1.888		
30	3	1.865	4	1.87	1	1.869		1.861
31					1	1.852		1.840

Продолжение таблицы 2

1	2	3	4	5	6	7	8	9
32	1	1.759	2	1.76	1	1.762		1.748
33			1	1.70	1	1.706		1.723
34	10	1.631	6	1.62	2	1.635		
35					2	1.623		1.616
36	1	1.596	2	1.593	1	1.596		1.586
37	1	1.568	2	1.566	1	1.566		
38	7	1.528	4	1.524	2	1.523		1.514
39	1	1.482	2	1.492	1	1.490		
40					1	1.475		1.487
41	9	1.446			1	1.445		1.462
42					2	1.437		1.430
43	1	1.371			1	1.375		
44	2	1.344			1	1.342		1.336
45	1	1.328			1	1.329		1.320
46	2	1.305			1	1.305		1.298
47	6	1.263			2	1.265		1.256
48	4	1.228			1	1.230		1.223
49	1	1.190			1	1.191		1.182
50	1	1.164			1	1.163		1.159
51	1	1.149			1	1.151		1.141
52	2	1.094			1	1.088		1.082
53	2	1.047			1	1.046		1.058
54	1	1.029			1	1.024		1.019
55	1	0.985			1	0.994		
56	1	0.976			1	0.975		
57	1	0.967						0.979
58	1	0.959						0.970
59	1	0.954			1	0.952		6.961
60	1	0.942						0.946
61	1	0.931						0.938
62								0.930
63								0.920
64								0.913
65								0.902
								0.895

Условия Co = излуче-
ние съемки
 $D=57,3$ мм
 $d=0,8$ мм

Михеев В. И.
(6)

Cu = излучение
 $\lambda = 1,542$
 $D=190$ мм

Cu = излучение
 $D=57,20$ мм
 $d=0,7$

Сравнение межплоскостных расстояний, измеренных на дебаграмме ломонтита из Ташелгинского рудного поля и ранее изученных ломонитов из картотеки ХРДС II, Карагайлинского месторождения и леонгардита из Новой Зеландии (6,10), свидетельствует о большом сход-

*) Некоторые слабые линии не указаны.

стве межплоскостных расстояний ломонтита из картотеки ХРДС II и леонгардита Новой Зеландии с ломонтиком Ташелгинского рудного поля (табл. 2). Отсутствие некоторых линий в дебаеграмме исследованного ломонтита, вероятно, обусловлено различными условиями съемки. Весьма возможно, что некоторые из межплоскостных расстояний (особенно 3,02; 2,26; 1,87), приведенные для ломонтита в картотеке ХРДС II принадлежать кальциту, который в виде примеси мог присутствовать в эталонной пробе.

Более заметные расхождения наблюдаются между исследованным ломонтиком и ломонтиком из Каргайлинского месторождения. Эти расхождения можно объяснить, во-первых, тем, что исследованный ломонит заметно отличается от ломонтита Карагайлинского месторождения по химическому составу и, во-вторых, в некоторой степени различными условиями съемки.

Сравнение кривой нагревания исследованного ломонтита с кривой нагревания эталонного образца (4) показывает, что они близки друг другу.

На поверхности ломонит становится хрупким и агрегаты его при небольшом физическом усилии рассыпаются в порошок, что, по представлениям А. Е. Ферсмана, вызвано потерей воды и переходом ломонтита в леонгардит.

Приведенные выше данные об исследованном минерале, а именно химический состав, оптические и другие свойства, рентгенография и термический анализ показывают на тождество между исследованным минералом и маловодной разновидностью ломонтита, носящей название β -леонгардита. От типичного леонгардита, описанного А. Е. Ферсманом, минерал отличается более низким содержанием щелочей.

Исследование ломонтита из других мест Ташелгинского рудного поля и Тельбесской группы месторождений показывает, что в них наблюдаются как типичные кальциевые ломониты, так и маловодная разновидность β -леонгардит.

Многочисленные наблюдения показывают, что по времени выделения ломонит в контактово-метасоматических месторождениях Горной Шории является одним из последних минералов. В Ташелгинском рудном поле ломонит выделяется совместно с предпоследней генерацией кальцита, а в месторождениях Тельбесской группы с последней генерацией кальцита.

Температура образования кальцита из жиллок ломонтита, определенная методом гомогенизации и растрескивания газово-жидких включений, изменяется от 80 до 110°.

Все эти факты, а именно залегание в виде жиллок, тесная ассоциация ломонтита с гидротермальным кальцитом, присутствие этих жиллок на значительной глубине, недоступной для действия поверхностных вод, позволяет считать, что образование ломонтита в железорудных месторождениях Горной Шории связано с низкотемпературными гидротермальными растворами.

Этот вывод вполне согласуется с представлениями А. Е. Ферсмана и других исследователей этого минерала (1, 8, 9, 10). Заметное влияние на состав растворов, а следовательно, и химический состав ломонтита оказывали боковые вмещающие породы.

Ломониты Ташелгинской группы месторождений, залегающие в породах, обогащенных калием, содержат повышенное количество этого элемента, в то время как основная масса цеолитов тельбесских месторождений, залегающих в породах, обогащенных Са и Na, заметных количеств калия в своем составе не обнаруживает.

Анализ истории геологического развития Горной Шории свидетельствует о том, что наиболее вероятным источником гидротермальных растворов, с которыми связано образование ломонтита в пределах Ташелгинского рудного поля и Тельбесской группы месторождений, являются тельбесские эффузивы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бурьянова Е. З. Аутигенный ломонтит из среднедевонских песчаников Тувы. Информационный сборник ВСЕГЕИ, № 3, 1956.
2. Железорудные месторождения Алтае-Саянской Горной области, том 1, кн. 1, 1958.
3. Железорудные месторождения Алтае-Саянской Горной области, том 1, кн. II, 1959.
4. Иванова В. П. Термограммы минералов. Зап. Всесоюз. Мин. общ., ч. 90, вып. 1, 1961.
5. Корель В. Г. Связь Ташелгино-Майзаских месторождений с интрузиями. Труды ТГУ, том 135, 1956.
6. Михеев В. И. Рентгенометрический определитель минералов. Госгеолтехиздат, М., 1957.
7. Монич В. К. Геология и петрология Мрасских порогов в Горной Шории. Материалы по геологии Зап. Сиб., 1938, I (43).
8. Набоко Е. И., Пийц Б. И. Современный метаморфизм вулканических пород в районе Паужетских гидротерм (Камчатка). Труды лабор. вулканогении, вып. 19, 1961.
9. Ферсман А. Е. Избранные труды, том 1, 1952.
10. Янулова М. К. О ломонтите Карагайлинского месторождения в Казахстане. Зап. Всесоюз. Мин. общ., ч. 85, вып. 3, 1956.

ТРУДЫ
ТОМСКОГО ГОСУДАРСТВЕННОГО УНИВЕРСИТЕТА
имени В. В. КУЙБИШЕВА

Том 164

Серия геологическая

Л. П. КОПЫЛОВА

**СФЕН СКАРНОВОГО ЖЕЛЕЗОРУДНОГО ОРУДЕНЕНИЯ
МАГНИТНЫХ ИЖМОРСКИХ АНОМАЛИЙ (КУЗНЕЦКИЙ АЛАТАУ)**

Сфен является распространенным минералом, который в большинстве случаев находится в виде акцессорного минерала в гранитах, сиенитах, диоритах, габбро. Очень распространен он в кристаллических сланцах, обычно в гнейсах, слюдяных сланцах и амфиболитах. Типичен сфен в виде акцессорного минерала для пегматитов, нефелиновых сиенитов, редок в гранитных пегматитах. В последнее время он довольно часто упоминается в контактово-метасоматических месторождениях цинка, кобальта и др.

Упрощенно химический состав сфена выражается формулой $\text{Ca Ti}[\text{SiO}_4]\text{O}$. Однако известно, что сфен является минералом, в котором особенно широко и четко проявляются процессы изоморфного замещения.

Большинство опубликованных химических анализов сфенов относится к сфенам щелочных пород и пегматитов Хибинских, Вишневых, Ильменских гор и др. Исследуемый сфен Ижморских железорудных аномалий является контактово-метасоматическим минералом, что представляет некоторый интерес для сопоставления его состава с составом сфена других генезисов.

Район Ижморских железорудных аномалий сложен в основном эффузивно-осадочной толщей среднего кембрия, представленной на участке оруденения плагиоклазовыми порфиритами, а также каледонским комплексом интрузий габбро. Все эти породы прорываются более молодой интрузией гранитов додевонского возраста, которая представлена рядом вытянутых в северо—северо-западном направлении тел, шириною до 2 км, длиною до 4—5 км, оконтуренных скважинами и магнитометрией. С этой интрузией гранитов связаны контактово-метасоматические изменения и оруденение вмещающих пород. Изменению подвергались как плагиоклазовые порфириты эффузивно-осадочной толщи, так и породы габбровой интрузии.

Сфен наблюдается в контактово-метасоматически измененных породах вмещающей толщи, иногда являясь составной частью скаполит-гранатовых скарнов.

Ассоциация сфена с другими минералами и время его выделения иллюстрируются табл. 1, на которой представлена схема процесса скарнообразования. Из нее видно, что сфен является одним из ранних минералов и выделялся в собственно скарновую стадию после диопсид-геденбергита и скаполита.

Вообще для сфена характерны одиночные кристаллы, но для контактово-метасоматических месторождений — это не частый случай.

В описываемом месторождении сфен встречается в измененных порфиритах и измененных габбро. В порфиритах макроскопически сфен проявляется в виде неправильных выделений, размером до 0,5—1,0 см. Кристаллические формы наблюдаются очень редко в шлифах. Цвет

Таблица I.

Парагенетическая схема выделения минералов

Этапы и стадии минералообразования Минералы	Этап роговиковая	Скарновый этап		
		собственно скарновая стадия	магнетитовая стадия	карбонат-сульфидная стадия
1. Плагиоклаз	—			
2. Кварц	—			
3. Скаполит		—	—	
4. Диопсид-геденбергит	—	—	—	
5. Магнетит		—	—	
6. Сфен		—	—	
7. Андрадит		—	—	
8. Роговая обманка	—	—	—	
9. Биотит	—		—	
10. Эпидот			—	
11. Пирит				—
12. Пирротин				—
13. Халькопирит				—
14. Арсенопирит				—
15. Сфалерит				—
16. Кальцит				—
17. Цеолиты				—

сфена буро-коричневый, блеск алмазный на наблюдаемых в крупных выделениях плоскостях спайности по {110}, тв 5,5. Удельный вес, определенный с помощью пикнометра, равен 3,636. В породах габбро сфен скарнов отмечается в более мелких так же неправильных выделениях, размером 0,3—0,5 мм и в очень незначительных количествах.

Под микроскопом в шлифах сфен встречается гораздо чаще, форма его проявлений обычно в виде неправильных выделений и четковидных жилок. Иногда отдельные зерна имеют клиновидную форму. В полосчатых роговиках и контактово-метасоматических породах с параллельной текстурой сфен наблюдается в виде неправильных выделений, располагающихся отдельными полосами, мощностью 1—3 мм, одинаково ориентированных согласно полосчатости породы. Размер отдельных зерен сфена в среднем 0,04—0,16 мм в поперечнике, но некоторые зерна достигают 5—6 мм, как отмечалось выше. В некоторых шлифах на-

блюдаются сечения сфена по $\{001\}$ с хорошо видимой спайностью по $\{110\}$ (рис. 1).

Необходимо отметить наличие полисинтетических двойников по (221) , которые хорошо заметны в крупных зернах и очень напоминают двойники кальцита (рис. 2). О наличии двойников в титанитах указывается многими исследователями. Э. М. Бонштедт [2] в своей монографии указывает наиболее обычные и редкие плоскости двойникования



Рис. 1.

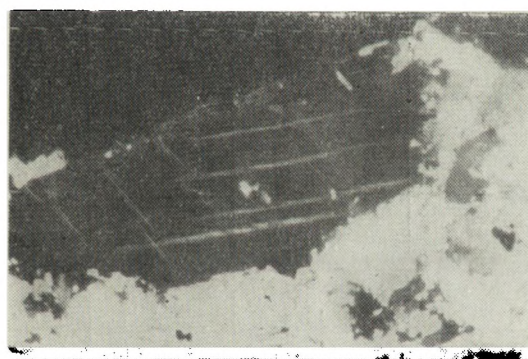


Рис. 2.

сфена. Mügge [3] объясняет появление полисинтетических двойников по (221) как вторичное явление, обусловленное сдвигом параллельно ребру (110) вдоль иррациональной плоскости $K_1=(1.1.0,418)$. Ионсен (Johnsen, 4) искусственным давлением на кристаллы титанита получил этот сдвиг.

Определение показателей преломления производилось в сплавах. Оптические данные сведены в табл. 2.

Таблица 2

	Np	Ng	Ng—Np	Удельный вес	2V
Сфен из порфири- тов	1,98	2,085	0,155	3,636	мал (+)
Сфен из габбро	1,94	2,08	0,14	—	.

В плоскостях {010} угол погасания относительно спайности равен 38° .

Для сфена характерен резкий плеоранизм от темно-бурого по оси Ng до желто-бурого, почти бесцветного по оси Np.

Изменений и включений в сфене не наблюдается.

Состав описываемого сфена приведен в табл. 3. Наряду с ним даны химанализы сфенов, взятые из литературных источников, близкие к описываемым, и типичный химический состав сфена из Лавозерского щелочного массива. При сопоставлении нашего сфена с последним особенно ясно видны различия в составе, выражающиеся в более низком содержании TiO_2 , Al_2O_3 и повышенном содержании Fe_2O_3 , CaO в описываемом сфене.

Таблица 3

Данные химанализа

Состав	1 Сфен из р-на Ижморских аномалий	2 Сфен	3 Гротит	4 Сфен
SiO_2	29,04	30,92	30,51	29,26
TiO_2	32,80	34,44	31,16	40,50
Al_2O_3	следы	2,61	2,44	0,64
Fe_2O_3	7,55	7,84	5,83	1,77
FeO	0,27	—	—	0,42
MnO	—	0,32	1,02	0,09
MgO	—	—	—	—
CaO	28,27	23,93	31,34	25,10
Na_2O	—	—	—	0,87
K_2O	—	—	—	0,25
ZrO_2	—	—	—	0,52
п. п. п.	2,00	—	—	—
Сумма	99,93	100,6	102,3	99,42

1 — описываемый сфен из района Ижморских аномалий,

2 — сфен по Дэна [5], стр. 714,

3 — гротит по С. Doelter, стр. 61 [4].

4 — сфен из Лавозерского щелочного массива [6].

x — $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Y}_2\text{O}_3$.

Данные спектрального анализа (таблица 3) показывают содержание, помимо основных элементов Co, Ti, Si, ряд изоморфных примесей: Fe, Al, V, Ba, Mg, Mn, Co, Pb, Na, Cr, Ga, Sr, Li. Сфен из габбро не отличается почти по примесям от сфена из плагиоклазовых порфиринов, за исключением отсутствия Ga, Co, Li и присутствия K, Zn, Zr.

Из выявленных спектральным анализом вышеуказанных примесей можно наметить некоторые возможные ряды изоморфизм. Так, Ca может замещаться Pb, Sr, Ba, Na, K; $\text{Ti} \rightarrow \text{Fe}^{3+}$, Cr, Ga, Al, V, Si. Иногда Y может замещать Ca, но для компенсации избыточной положительной валентности необходимо вхождение F или (OH).

Учитывая данные спектрального анализа и химанализа (таблица 4, 3), описываемый сфен больше всего подходит к разновидности гротит, встречаемой в природе довольно редко и характеризуется фор-

Таблица 4

Данные спектрального анализа

Минералы Элементы	Ca	Ti	Si	Al	Fe	Na	K	Ba	Mg	Ga	V	Li	Yb	Co	Pb	Zn	Sr	Cr
Сфен из порфиринов	>10	>10	>10	0,5–1%	0,1 0,3	0,1 0,3		0,01 0,05	0,1 0,3	0,001 0,005	0,01 0,1	сл.		0,005 –0,01	0,001		сл.	сл.
Сфен из габбро	>10	>10	>10	1–3		0,1 0,3	0,05 –0,1	0,1 –0,5			0,005 0,01	0,005 –0,01			сл.	сл.		

мулой Ca (Ti, Al, Fe) SiO₄ (0,04) [1]. Вообще по С. Doelter [4] для всех титанитов с высоким содержанием полуторных окислов, особенно (Fe₂O₃+Al₂O₃), а также Y₂O₃, можно использовать название гротит. Под этим названием опубликован у С. Doelter сфен, по составу близкий к нашему, приведенный в табл. 3.

Пересчет химанализа позволяет вывести формулу описываемого сфена в таком виде Ca_{1-0,035}(Ti,Fe)_{1-0,035}[Si_{0,965}O₄]O₃ с учетом изоморфизма Ti⁴⁺ → (Fe, Al)³⁺ одновременно O²⁻ → (F,OH)⁻¹. Так как Al обнаружен в очень незначительном количестве спектральным анализом, то в формулу его не вводим.

Для полной характеристики сфена приводятся данные его рентгено-структурного анализа в табл. 5. В ней же линии сфена по Михееву В. И. для сопоставления с исследуемым минералом.

Таблица 5

Исследуемый сфен		Сфен по Михееву В. И.		Исследуемый сфен		Сфен по Михееву В. И.	
l	d/n _z	l	d/n _z	l	d/n _z	l	d/n _z
8	3,76	3	3,75	2	1,515	6	1,553
7	3,01	10	3,20	1	1,43	9	1,410
10	2,62	10	2,57	1	1,345	5	1,343
5	2,26	7	2,26	1	1,13	5	1,13
3	1,07	2	2,09	1	1,11	5	0,106
1	1,65	7	1,630	1	1,08	2	1,074

Взаимная зависимость оптических свойств и химического состава у сфена выявлена очень слабо, так как имеется слишком мало данных. Однако подмечено, что в общем уменьшение количества TiO₂ вызывает снижение показателей преломления. В нашем случае это слабо подтверждается; очевидно, здесь оказывают влияние изоморфные примеси Al, Fe, TR. По данным Н. И. Забавниковой уменьшение содержания TR, Al, Nb, Fe повышает показатели преломления. В описываемом сфене содержание TR, Al очень незначительное, а Nb совсем отсутствует, что соответствует повышенным показателям преломления.

В. С. Соболев, рассматривая зависимость показателя преломления от состава, считает, что для силикатов наибольшее изменение показателя преломления в сторону повышения связано с входением в минерал Fe₂O₃ и TiO₂; FeO повышает показатель преломления вдвое меньше, чем Fe₂O₃ из расчета на 1% весового состава, NiO, CoO, CuO также повышают показатель преломления, но в какой мере, трудно определить [7].

Учитывая вышесказанное, высокий показатель преломления исследуемого сфена можно объяснить довольно высоким содержанием Fe_2O_3 , наличием FeO , а также Co (по данным спектрального анализа).

Кроме того, В. С. Соболев считает, что при изоморфной замене $\text{Si}^{+4} \rightarrow \text{Al}^{+3}$ следует ожидать некоторое понижение показателя преломления, но на самом деле наблюдается увеличение показателя преломления, так как изоморфизм идет по схеме $\text{Si}^{+4} \rightarrow \text{Al}^{+3} + \text{R}^{+1}$, т. е. происходит изменение состава. В нашем случае возможен такой изоморфизм, так как формула сфена показывает недостаток Si , а спектральный анализ устанавливает содержание Al , Na , K .

Интересно остановиться на вопросе об источниках титана для образования сфена. Был проведен ряд химических анализов, которые показали, что содержание TiO_2 во вмещающих породах очень незначительно. Так, в плагиоклазовых порфиритах 0,32—0,4%, в габбро — 0,14%. Химический анализ гранитов дал еще более низкое содержание TiO_2 , равное 0,05%. Содержание же TiO_2 максимальное в скаполито-гранатодиопсидовых скарнах достигает 4,05%. Для полного ответа на этот вопрос недостаточно имеющегося материала, однако, можно предположить, исходя из вышеприведенных данных, что привнос титана осуществлялся из глубин постмагматическими растворами.

Нельзя, конечно, отрицать и переконцентрацию титана из вмещающих пород. Представление об особой инертности титана в условиях скарнообразования не может считаться универсальным.

Часть исследователей склоняется к мысли о подвижности титана при метасоматических процессах. Так, Вахрушевым В. А. на примере Шерешевского и Шалымского месторождений доказывается подвижность титана. На это же указывают Соколов Г. А. и Павлов Д. И. [8] для Анзасского месторождения. Они считают, что в миграции титана немалую роль играло присутствие в растворах хлора, т. е. кислый характер растворов.

В Ижморских магнитных аномалиях первая стадия скарнообразования характеризовалась кислым характером растворов, на что указывает повсеместная скаполитизация пород. Такие условия способствовали миграции, а следовательно, и переконцентрации титана. Изменение подобных условий могло привести к концентрации титана в отдельных участках.

ЛИТЕРАТУРА

1. Н. И. Забавникова. «Об изоморфных замещениях в сфенах», Ж. Геохимия, 1957.
2. Э. М. Бонштедт «Титанит (сфен)», 1934.
3. O. Mügge. «Ueber durch Druck entstandene Zwillinge von titanit nach den Kanten (110) и (110)». N. Ib. Min. 1889, 2, 98—115.
4. C. Doelter. «Descriptive mineralogy» Dresden und Leipzig, 1913, 61.
5. E. S. Dana. Descriptive mineralogy, Newyork, 1911, 714.
6. К. А. Власов, М. В. Кузьменко, Е. М. Еськова. «Лавозерский щелочной массив», М., 1959.
7. В. С. Соболев. «Введение в минералогию силикатов», 1949.
- 8: Г. А. Соколов и Д. И. Павлов. «К геохимии титана в метасоматическом процессе», ДАН СССР, т. 142, № 2, 1962.

ТРУДЫ
ТОМСКОГО ГОСУДАРСТВЕННОГО УНИВЕРСИТЕТА
имени В. В. КУЙБЫШЕВА

Том 164

Серия геологическая

А. Я. БУЛЫННИКОВ

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ И ФОРМАЦИИ ЗОЛОТООРУДНЕНИЯ
КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ И САЛАИРА

І. Генетические типы

Одной из крупных золотоносных провинций СССР является Алтае-Саянская горная страна, занимающая значительную территорию юга Западной Сибири, Красноярского края и Иркутской области. В состав этой горной страны входят наиболее актуальные в золотоносном отношении регионы: Кузнецкий Алатау и Салаирский кряж. Именно здесь были сосредоточены многочисленные золотороссыпные месторождения, к настоящему времени достаточно истощенные. Кроме того, в пределах этих двух регионов известно значительное число коренных месторождений золота, некоторые из них разрабатываются уже несколько десятилетий, причем добычные работы на некоторых месторождениях достигли глубин 300—400 м. Многие золоторудные месторождения требуют от геологов-поисковиков подготовку смены, то есть открытия новых месторождений, особенно в пределах рудных полей работающих предприятий.

Учитывая относительно слабую геолого-поисковую исследованность в отраслевом отношении территории Кузнецкого Алатау и Салаирского кряжа, необходимо организовать широкие геолого-поисковые работы на рудное золото. Но для подведения основы рационального направления поисков и выбора площадей для первоочередного поискового освоения регионов необходимо знание основных и специфических черт проявления в них золотооруднения. Но это может быть в первую очередь сведено к познанию генетических типов и формаций, пространственно развитых в пределах Кузнецкого Алатау и Салаира.

Мои многолетние исследования в золоторудных районах Алтае-Саянской страны (1923—1948 гг.) уже позволили к 1948 г. [7] выделить многие типы золотооруднения; исследования последних лет дополнили этот материал.

Золото магматическое иногда встречалось в гранитах (Башелак), диоритах (Горный Алтай, Хакасия) вне всякой связи с гидротермальным окварцеванием или сульфидизацией породы, однако промышленно-ценных скоплений этот тип оруднения не образует.

Все промышленные месторождения золота Кузнецкого Алатау и Салаирского кряжа относятся к трем группам эманационных

(по М. А. Усову) месторождений: 1) контакт-метасоматическому, 2) жильному и 3) метасоматическому (сульфидному).

Среди группы контакт-метасоматических золоторудных месторождений описываемых регионов можно выделить несколько типов.

1. Золотоносные магнетитовые руды, сопровождаемые скарнами. Золото в магнетитовых рудах нередко проявляется в свободном состоянии, будучи связанным с окварцеванием, или сульфидизацией. Типичным является Калиостровское месторождение [3], находящееся в Хакасии. Оно расположено в контакте малого тела авгитового диорита с мраморами. Золотоносными являются прокварцеванные магнетитовые, с примесью гематита, руды. Золото находится и в кварце и в магнетите, генетически оно связано с окварцеванием Коммунарковского типа оруденения. Известны еще золотоносные магнетитовые руды с гранатом Шорбинского месторождения в Горной Шории, системы р. Лебедя. Свободное золото руд этого месторождения по времени отложения связано с сульфидами халькопиритом, пиритом. Частично золотоносными являются магнетитовые руды Натальевского скарнового месторождения Мартайги. Имеются сведения о золотоносности магнетитовых руд системы рр. Каза и Таза (Горная Шория), а также магнетитов Салаирского кряжа (р. Касьма).

2. Тип золотоносных скарнов гранат-диопсидового (Ольгинское месторождение — Мартайга), тремолитового (Натальевское месторождение) и волластонитового (Синюхинское — Горный Алтай) составов. Золото в скарнах крупное, в свободном состоянии, то определенно связанное с медными и висмутовыми сульфидами, то с шеелитом (Казанцевское месторождение — Мартайги), то с кальцитом в скарнах, почти лишенных сульфидов (Ольгинское месторождение).

Известны золотоносные прокварцеванные скарны Горной Шории, Хакасии и Горного Алтая (Мурзинцевское месторождение), сопровождаемое медным сульфидным оруденением. В пределах Горного Алтая открыто много точек скарнового золотооруденения.

3. Тип метасоматических сульфидных залежей, чаще с развитием пирита, пирротина, халькопирита, арсенопирита, располагающийся в контакте карбонатных пород с диоритами, скарнированными порфиритами месторождения Коммунара, Берикуля, Комсомольского рудников Кузнецкого Алатау, и пирротиновые залежи Ольховского месторождения (В. Саян) контакта грано-диорита с мраморами. Эти залежи нередко возникают в местах подхода кварцевых золотоносных жил к мраморизованным известнякам [7].

Как видим, контакт = метасоматическое золотооруденение в Западной Сибири, в частности в Кузнецком Алатау, представлено разнообразными типами; некоторые из них актуальны в золотоносном отношении.

Среди жильной, существенно кварцевой группы золотооруденения можно выделить несколько типов, а внутри последних — ряд подтипов оруденения. Вместе с тем, несколько типов оруденения могут быть объединены в подгруппы. Большинство типов золотооруденения относится к мезотермальным месторождениям, согласно классификаций Линдгрена и Обручева [9, 10].

Среди этой группы месторождений можно выделить несколько подгрупп. Основанием к выделению подгрупп жильного золотооруденения можно положить следующие признаки, а именно, характер проявления золота: 1) в свободном состоянии, при слабом развитии сульфидов, 2) в свободном состоянии и значительном развитии сульфидов и 3) тонкое золото, тесно связанное с сульфидами. При выделении же типов золотооруденения необходимо учитывать некоторые особенности ассоциа-

ции рудных и жильных минералов, иногда текстурные особенности руд, или петрографические особенности пород, вмещающих жилы толщ.

Первая подгруппа золото-кварцевых жил со свободным золотом, при умеренном развитии сульфидов.

Первый, Коммунаровский тип золотооруденения. Кварцевые жилы, штокверки и пояса рудоносных прожилков, парагенетически связанных с акмолитобразными телами диоритов — диабазов. Характерными чертами этого типа оруденения являются: 1) нередко обильное, крупное и мелкое свободное высокопробное золото, с образованием иногда самородков драгоценных металлов. Из сульфидов более обычна вкрапленность пирротина, пирита, халькопирита. Выделяется несколько подтипов этого оруденения. В некоторых из них присутствуют: актинолит, эпидот, гранат; в других же подтипах в небольших количествах развиты шеелит, галенит. Помимо месторождений Коммунара, сюда относятся месторождения р. Балыксы, Федоровки (Ортон), Кундустюла; Первомайского прииска, Талановой. Наиболее богаты золотом россыпные площади Кузнецкого Алатау, приуроченные к проявлению этого типа оруденения.

Второй тип кварцевого золотооруденения — Осиповский [7], несколько примыкая к первому типу, характеризуется проявлением трубчатых, рубцовых и неправильных по форме кварцевых жил, залегающих в мраморизованных известняках. Некоторые подтипы этого оруденения почти не содержат сульфидов, но содержат кустовое золото, сопровождаемое иногда шеелитом (Кундатские жилы, Басалаевские жилы в Салаирском кряже). Чаше же в кварцевой руде, помимо свободного золота и шеелита, развиты халькопирит, медные блеклые руды, галенит и реже сфалерит. Количество сульфидов в руде небольшое, но заметное. Сюда относятся жилы Осиповская, Немецкой горы на Салаире, Забытое, Юрловское в системе Кундата — Мартайги. Этот малоприметный тип оруденения, по-видимому, широко распространен в Салаире, К. Алатау, В. Саяне, но еще не открыт в Горной Шории, где он, вероятно, пользуется распространением.

Ко второй подгруппе кварцевых золоторудных жильных месторождений, богатых сульфидами, с которыми тесно связано золото, относится ряд типов золотооруденения. Характерным является Центральнинский тип кварцевых жил Центрального рудного поля Мартайги. Кварцевая руда этого типа богата сульфидами (FeS_2 , FeAs , S , CuFeS_2 , ZnS , PbS и реже FeS), приобретая нередко колчеданный облик. Золото руд серебристое, тесно связано с сульфидами, в свободном состоянии в первичных рудах встречается редко. Вмещающие руды породы — гранитоиды, преимущественно гранодиоритового состава. Околорудное изменение пород безитизация; с глубиной жилы иногда переходят в прокварцеванные золотоносные безиты. В пределах этого типа можно выделить четыре подтипа: 1) собственно Центральнинский, 2) Октябрьский, 3) Лотерейный и 4) Дмитриевский, различающиеся по особенностям минерального состава, текстуры руд и околорудного изменения пород.

Второй, Бериккульский, тип кварцево-сульфидных жил, залегающих в порфиридах кембрия контакта диорит-гранодиоритовой интрузии. По составу сульфидов, пробе золота, текстурам руд Бериккульский тип оруденения близок к Центральнинскому, отличаясь морфологией рудных тел, большим проявлением свободного золота и арсенопирита и характером околорудного изменения пород.

Третий, Комсомольский, тип кварцево-жильного оруденения имеет определенные черты сходства и генетического родства с Бериккульским оруденением. В тех же ассоциациях сульфидов наблюдается низко-

пробное золото, которое чаще бывает связано с сульфидами. Рудные жилы залегают в интрузивных породах ряда диориты — монциты; проявляется заметная карбонатизация вмещающих руды пород, гнездовое, более умеренное развитие в жилах сульфидов. К этому типу оруденения, помимо Комсомольского месторождения, можно отнести некоторые жилы Нового Берикюля, часть жил Гавриловского участка и Федотовское месторождение, находящееся к западу от Центрального рудного поля.

Четвертый, Саралинский, тип кварцево-жильному золотооруденения относится к третьей группе гидротермальных жильных месторождений. Кварцевая руда их уже относительно бедна сульфидами, хотя основной комплекс минералов близок Берикюльскому типу. Большое значение в рудах Саралы приобретает пирротин, частично метаморфогенового происхождения, золото двух генераций, часто встречается в свободном состоянии (Андреевское, Ивановское, Трансваальское месторождения), нередко проявляются шнурковые полосчатые текстуры руд. Серичитизация и карбонатизация — распространенные типы околорудного изменения пород. Вмещающие породы осадочного и эффузивного происхождения (порфириды).

Пятый, Знаменитинский, тип медно-висмутового оруденения, актуальный в золотоносном отношении (Хакассия, Кузнецкий Алатау). Ряд кварцевых жил Знаменитого рудного узла залегают в порфиритах близ контакта их с малыми интрузивными телами монцитов и диоритов. Кварцевая руда жил этого типа обладает местами обильными скоплениями халькопирита (гнездовое распределение), реже борнита, пирита. Довольно часто в руде встречались бонанцы висмутового блеска, с которым ассоциировало обильное крупное золото; отмечались развитием теллуриды золота и характерное отсутствие в рудах галенита и сфалерита. Пояс развития этого типа золотооруденения СВ простирается направляется через систему Малого Черного Юуса в систему р. Усы. Подтип этого оруденения с тетрадимитом, пиритом, пирротинном развит в системе р. Тюртек (Случайное м-ние) и Кузнецовская гора (Хакассия).

Шестой, Балахчинский, или Евдокимевский, тип золотооруденения, генетически связанный с диоритами, монцитами, отчетливо представлен в Хакассии (система Белого Юуса). Жилы проходят в интрузивах, или порфиритах контактовых зон. Кварцевая руда жил этого типа не богата сульфидами, хотя кое-где наблюдаются скопления CuFeS_2 , блеклых медных руд, вкрапленности галенита и скоплений шеелита. Редко появляются в рудах сфалерит и арсенопирит. Низкопробное золото связано главным образом с сульфидами. Шеелит некоторых жил образует значительные скопления.

Седьмой, Бейский, тип кварцевого золотооруденения (Кузнецкий Алатау, система р. Абакан) с заметным развитием медных блеклых руд, халькопирита, галенита, висмутовых охр и обильного свободного золота был открыт в 1952 г. Булытниковым. Кварцевые жилы залегают в краевой зоне гранита, близ малых интрузивных тел габбродиоритов. Оруденение этого типа развито в Хакассии в системе р. Бейки, Нени и Немира.

Восьмой, Шушенский, тип золотооруденения, многими чертами напоминает предыдущий. Впервые был определен Булытниковым в Зап. Саяне (река Шушь) [7]. Этот тип оруденения довольно широко проявлен в виде протяженной полосы в Зап. Саяне, а позднее был обнаружен в Салаирском кряже [6] (Суенга, Балдин лог) и в Кузнецком Алатау. Пространственно оруденение связано с проявлением диорит-диабазовых малых интрузий. Кварцевая руда этого типа содержит вкрап-

ленность сульфидов, главным образом медных: борнита, халькопирита, блеклых медных руд, реже пирита и галенита. Свободное золото сопровождается сульфиды. Кроме сульфидов в кварцевой руде присутствуют гематит, анкерит, сидерит.

В родственной связи с Шушенским типом золотооруденения находится девятый, Бирюлинский, кварцево-турмалиновый тип оруденения [6]. Он широко развит в Салаирском кряже, вытягиваясь полосой не менее 100 км протяжения, всюду сопутствуемый малыми телами диоритовых интрузий. Это золотооруденение являлось существенным источником многих россыпных площадей Салаира. Кварцевая руда Бирюлинского типа содержит только гнезда и вкрапленность сульфидов, из которых преобладает халькопирит, при слабом развитии пирита и галенита. Золото или связано с сульфидами, или густо пронизывает кварц в свободном состоянии; чаще оно проявляется в рудах зоны окисления. Характерной особенностью руд этого типа является широкое развитие в них черного турмалина, своеобразного хлорита (диабантита), иногда гематита, сидерита и шеелита.

Кроме Салаирского кряжа Бирюлинский тип оруденения отчетливо представлен в Мартайге, в частности в районе Центрального рудного поля, окаймляя поле с запада. Жилы залегают в сланцах и диоритах.

Одно из месторождений, «Оборонная жила», было промышленно интересно. Кроме того, кварц-турмалиновые жилы проявляются в окрестностях Первомайского прииска, в участке Знаменитого месторождения (Хакассия) и в Горной Шории (Кочура, Александровка, Ляпиновка и т. д.). Всюду этот тип оруденения сопровождается богатыми россыпями золота.

Десятым типом золотооруденения можно признать золотоносные жилы Ударного и Громатухинского месторождений (Громатухинский тип). Кварцевые жилы этого типа обычно протяженные, залегают в щелочных и нормальных сиенитах, монцонитах и реже в породах кровли интрузивов. В целом жилы бедны сульфидами и слабозолотоносны, свободное золото в руде — редкость. Чаще сульфиды пирит, халькопирит, сфалерит, галенит, блеклые руды вкраплены в руде, а кое-где проявляются: буланжерит, галеновисмутит и сурьмяный блеск, иногда присутствует полевой шпат. К этому типу оруденения относятся жилы Ударного и Громатухинского месторождений, участков Гавриловки, Николки, Тулуяла. Этот тип оруденения парагенетически и пространственно связан с юным (девонским) комплексом габбро-сиенитовой формации.

К одиннадцатому типу оруденения можно отнести пока одно своеобразное Кундатское золото — шеелитовое месторождение. Оно, по-видимому, парагенетически связано также с юным интрузивным телом монцонитов водораздела Кундат-Кундустуяла. Месторождения линзовидной формы залегают в мраморизованных известняках близ дайки диабазов. Руда представлена кварцем с обильными шеелитом и сурьмяным блеском, с развитием красного кермезита. Руда содержит золото. Может быть к этому же типу золотооруденения относится (слабо изученное) молодое по возрасту оруденение ключа Сайзак (Горная Шория). Оруденение представлено кварцем, баритом, карбонатами, сульфидами, кинуварью и иногда свободным золотом.

К последнему, двенадцатому, типу золотооруденения относится очень распространенный в пределах Центрального золоторудного поля Варваринский тип кварцевых жил. Рудные жилы этого типа залегают преимущественно в гранитоидах, иногда близких по составу банатиту. Жилы довольно мощные, но не протяженные. Участки их

развития: верховья рр. Шалтырь-Кожуха и Кундата—обладали богатыми россыпями золота. Руда представлена кварцем с незначительной примесью пирита, халькопирита, галенита и молибденита. Изменение вмещающих пород — березитизация, серицитизация. В некоторых жилах присутствуют турмалин и шеелит.

По-видимому, к этому типу относятся многие жилы (слабозолотоносные) Берикюля, Комсомольского и Саралинского участков.

Несколько особняком стоят золотоносные кварцевые жилы Тибикского рудного поля (Хакассия). Большинство их слабозолотоносны, оруденение напоминает Варваринский тип. Залегают жилы в гранитоидах, богатых гранитными пегматитами. В некоторых из жил присутствует полевой шпат. Немногие из жил (Думная, Студенческая) хорошо оруденены с обычным комплексом сульфидов. Руда некоторых редких жил богата висмутом и свободным золотом.

К сульфидной группе метасоматического золотооруденения Салаирского кряжа и Кузнецкого Алатау относится немного типов. Наиболее распространенным является Салаирский тип сульфидного оруденения, по минеральному составу близко напоминающий оруденение Рудного Алтая. В северной половине Салаирского кряжа известно значительное число сульфидных, существенно баритовых месторождений. Некоторые из них являются полиметаллическими, другие меднорудными, другие серноколчеданными. Месторождения приурочены к толще серицито-хлоритовых сланцев и порфиroidов и генетически связаны с субвулканическими телами кварцевых альбитофиров. Промышленная значимость этих месторождений в золотоносном отношении связывается с повышением содержания золота в рудах зон окисления и выщелачивания: в бурых железняках, обохренных баритовых рудах и золотоносных баритовых сыпучах. Нужно отметить, что и первичные сульфидные руды Салаирских месторождений содержат золото. Минеральный состав руд (полиметаллических): пирит, халькопирит, сфалерит, галенит, реже блеклые медные руды, арсенопирит и жильные минералы: барит, кварц, и редко флюорит. Оруденение этого типа сопровождается развитием вторичных кварцитов и россыпей золота.

Охарактеризованный выше тип сульфидного оруденения развит в северной половине кряжа. Несмотря на ряд признаков сульфидного оруденения в юго-западной части Салаира, там еще не установлено проявление этого оруденения. В Кузнецком Алатау этот тип оруденения не обнаружен, только в СЗ части кряжа (Кельбес) имеются признаки проявления этого оруденения: развитие в шлихах барита, проявление тел кварцевых альбитофиров, порфиroidов и серицитовых сланцев.

Несколько особый тип сульфидного, существенно, свинцового оруденения (Игргольский тип) проявляется в восточной части Кузнецкого Алатау (Хакассия) и в Восточном Саяне. Оруденение [7] представлено штучным и вкрапленным галенитом со сфалеритом с подчиненным развитием пирита, халькопирита и редко арсенопирита. Из жильных минералов развиты анкерит и манганокальцит, хлорит и редко кварц. Руды образуют линзы и жиллообразные тела в карбонатных породах, которые около рудных тел карбонатизированы, с развитием сидерита, анкерита. Материнскими породами оруденения являются малые интрузивные тела кварцевых порфиров, гранитопорфиров, альбитофиров, иногда генетически связанных с эффузивами. Золотоносность руд слабая, хотя в окрестностях оруденения развиты россыпи. К этому типу оруденения относятся месторождения Хакассии (Игр-гол, Карасук, Юлия Свинцовая) и ряд месторождений В. Саяна. Вероятно, развитие этого типа оруденения имеется в Горной Шории.

Не совсем установившимся типом сульфидного золотооруденения следует считать вкрапленные сульфидные руды, вытягивающиеся в полосы. В зоне окисления руд этого типа развиваются золотоносные бурые железняки. Вмещающими сульфидную вкрапленность породами являются сланцы, туфы и эффузивы, нередко развальцованные и рассланцованные. Эти образования, особенно отчетливо развитые в Горной Шории и Салаире, еще слабо изучены в золотоносном отношении.

Вторичные кварциты, столь широко развитые и в Кузнецком Алатау и в Салаирском кряже, нередко выступают в районах проявления рудного и россыпного золота. И сами вторичные кварциты нередко являются золотоносными, особенно там, где они заметно сульфидизированы или перебиты жилками кварца. Золотоносные вторичные кварциты бывают своим проявлением связаны со многими из отмеченных выше типов золотооруденения. Вторичные кварциты Кузнецкого Алатау и Салаира слабо изучены.

В заключение можно отметить тип коренных осадочных месторождений золота, а именно золотоносных конгломератов. Последние своим распространением установлены в нескольких районах Кузнецкого Алатау и отчасти в Салаирском кряже. Золото в конгломератах и конгломератовидных песчаниках связано преимущественно с их цементом. По возрасту различают конгломераты: 1) девонские — р. Березовка, приток р. Берды Салаира и р. Н. Суета Мартайги, 2) каменноугольные в речках системы р. Барзаса Мартайги, возможно и верховьев р. Верхней Терси (К. Алатау), 3) Юрского — система р. Усы и Подобас в Кузбассе и 4) мелового возраста — система р. Золотого Китата — (Мартайга). Возможно открытие конгломератов более древнего возраста.

Наконец, нужно отметить слабую золотоносность метатетических руд бурых железняков Салаирского кряжа.

Таковы наши сведения о проявлении генетических типов золотооруденения в Кузнецком Алатау и Салаирском кряже. Какова же взаимосвязь между выделенными типами золотооруденения и наблюдаются ли закономерности из пространственного размещения в пределах рассматриваемых регионов? На этот вопрос может, на мой взгляд, ответить разработка учения о рудоносных формациях.

II. Формации золотооруденения Кузнецкого Алатау и Салаирского кряжа

На основе анализа материалов по минералогии и геологии многочисленных коренных месторождений золота рассматриваемых регионов, мною было выделено значительное число генетических типов золотооруденения эманационного происхождения. В пределах тех или иных типов золотооруденения обычно оформляются некоторые подтипы золотооруденения. Как показывает детальное изучение мною некоторых рудных полей, как-то: Центрального интрузивного массива, площади месторождений Знаменитый — Коммунар, Сарала, актуальными в золоторудном отношении являются только немногие подтипы месторождений.

Вместе с тем для установления закономерностей пространственного распределения золоторудных месторождений, вернее типов золотооруденения на территории того, или иного региона, необходимо выделение более крупных классификационных единиц. Такой единицей можно рассматривать понятие «золоторудная формация». Термин «формация» в приложении к изучению рудных месторождений, особенно жильных, гидротермального происхождения, употреблялся Вернером, Гердером, Фрейеслебенем и Брейтгауптом [10]. Акад. М. А. Усов [12], давая схему генетической классификации рудных месторождений, отмечает, что

«дальнейшее расчленение генетических групп месторождений обычно проводится на формации по преобладающему металлу или вообще по минералогическому составу». М. А. Усов выделяет «олово-вольфрамовую, золотую» и т. д. формации, которые в дальнейшем классифицируются по фациям. Подавляющее большинство золоторудных месторождений рассматриваемых регионов относится к гипабиссальной фации по М. А. Усову [12]. Понимая «формацию» Усова как формационный тип в приложении к конкретной провинции, можно ввести термин «рудоносная формация».

Осветим понятие «рудоносная формация» в приложении к типам золотооруденения Кузнецкого Алатау и Салаирского края, хотя, по существу, оно приложимо ко всякому региону и металлу. «Рудоносная формация» объединяет комплекс месторождений, иногда различных генетических типов, парагенетически связанных общностью источника рудных эманаций магматического очага. Возможно, рудоносная и, в частности, золоторудная формация соответствует (присуща) определенной магматической формации или вернее субформации. Отдельные месторождения, входящие в состав формации, могут иногда довольно резко отличаться по минеральному составу, сложению руд и характеру изменения вмещающих руды пород. Важнейшими критериями к объединению рудных типов в формацию должны быть приняты: 1) материнский для оруденения магматический комплекс пород (магматическая субформация), 2) близкий геологический возраст материнских магматических пород, 3) наличие переходных подтипов между типами формации и 4) определенная тектоноструктурная обстановка территории, занятой формацией. Геохимические особенности оруденения могут быть положены в основу классификации формаций.

Выделение золоторудных формаций в пределах того или иного золотоносного региона позволяет оттенить особенности металлогении золота региона. Однако, в некоторых регионах, помимо золота, существенную роль в их металлогении играют многие другие металлы. Таким образом, для понимания общей металлогении региона необходимо познание металлогении золота. В Кузнецком Алатау месторождения рудного золота многочисленны и разнообразны, в частности по составу и примесям других металлов. Но помимо золота, в Кузнецком Алатау многочисленны и разнообразны по генезису и составу месторождения молибдена, меди, вольфрама, железа, свинца и т. д. То же можно сказать и в отношении Салаирского края.

Еще в 1931 году в Хакасии (К. Алатау) мною была установлена развитием висмута-золоторудная формация [6], позднее в 1933 г. в Мартайге я охарактеризовал золото-мышьяковую формацию [5] и не совсем уверенно золото-сурьмяную формацию. В 1935 году в Салаирском крае была выделена, пользующаяся широким развитием золото-медно-турмалиновая формация [6]. Нужно отметить, что понятия, вложенные в выделенные мною формации, не изменились [7]. В недавно вышедшей статье М. Б. Бородаевской [2] отмечаются те же формации: золото-мышьяковая, золото-висмутовая и золото-турмалиновая, установленные ею в Восточном Забайкалье и на Урале. Такое совпадение нельзя признать случайным, здесь сказываются геохимические особенности проявления золота.

В пределах Салаирского края в настоящее время могут быть выделены две золоторудные формации: 1) кварцево-медно-турмалиновая золотоносная формация и 2) барито-сульфидная золото-серебряная формация. Первая из них объединяет месторождения трех типов кварцевого золотооруденения: **б и р ю л и н с к и й** — наиболее распространен-

ный в северной части Салаира, кварцевые жилы этого типа богаты турмалином, Шущенский существенно медно-золоторудный, Осиновский характеризуется образованием трубчатых и рубцовых жил в карбонатных породах. Рудные жилы Немецкой горы являются связующим звеном этих трех типов оруденения. Формация парагенетически связана с телами малой интрузии диоритов-диабазов таконской фазы складчатости, пространственное оформление которых контролируется разрывной тектоникой. Формация сыграла важную роль в создании узлов россыпных месторождений кряжа.

Вторая формация, барито-сульфидная, широко представлена в северной половине Салаира на территории, примыкающей к Кузбассу. Рудные образования ее вытягиваются в СЗ направлении, образуя как бы две полосы. Формация объединяет полиметаллические, меднорудные, серноколчедановые, марганцевые (Дурновское месторождение) месторождения сульфидных типов оруденения, а также оруденения типов вторичных кварцитов и вкрапленно-сульфидных руд. Узлы россыпных месторождений: Салаирского рудника, Урского рудника и Касьмы-Чебуры — сопровождают проявление отдельных типов этой формации, парагенетически связанной с малыми субвулканическими телами кварцевых альбитофиров спилито-кератофировой формации кембрия.

В пределах Кузнецкого Алатау оформляются в настоящее время четыре золотоносных формаций. Первая из них, «золото-мышьяковая» существенно кварцево-сульфидная, наиболее типично проявилась в Мариинской тайге. В состав этой формации входят Центральнинский, Берикульский, Комсомольский (с Федотовским месторождением), Варваринский и Саралинский типы золотооруденения. Для всей этой рудоносной формации характерно значительное развитие сульфидов (за исключением Варваринского типа) в особенности пирита, арсенопирита, сфалерита и галенита, при относительной бедности медью (халькопирит, блеклые руды). Золото двух генераций отлагалось с арсенопиритом и галенитом. В Варваринском типе отсутствует арсенопирит, но появляется молибденит. Путем переходных разностей, наблюдаемых в узле Дмитриевского месторождения, Варваринский тип связывается с Центральнинским. Рудные жилы Варваринского типа залегают в тех гранитоидах, того же интрузивного массива, что и жила Центральнинского типа оруденения. Большинство геологов оруденение этой формации связывает с формацией габбро-диорит-плагиогранитных пород, становление которой относят к салаирско-му или таконскому тектогенезу. Кроме Мартайги и Саралы оруденение этой формации распространено в Тереси-Усинском и Горно-Шорском районах. Однако нужно признать слабую исследованность этих районов в золоторудном отношении.

Вторая, висмута-медно-золоторудная (висмута-золоторудная), формация наиболее типично развита в Хакасии. Формация объединяет несколько типов золотооруденения: Знаменитинский, Балахчинский (Евдокиевский) и Коммунарковский. К этой формации относятся такие крупные месторождения золота, как Знаменитое, Коммунар, Калиостровское, Балахчин. Формация пространственно и парагенетически связана с комплексом монцитит-диоритовых пород, относящихся, по-видимому, к офиолитовой группе формаций. Месторождения Случайное и Кузнецовской горы связывают Коммунарковский тип оруденения со Знаменитинским и Балахчинским. Для этой формации помимо свободного золота (высокопробного) характерны висмутовые и теллуристые минералы и широкое развитие медных сульфидов, местами шеелита. Вполне вероятно проявление этой формации

в восточной части Горной Шории. Третья, неясно оформляющаяся в Кузнецком Алатау «сурьма-золотоносная формация», также с медно-рудным уклоном. Эта формация пока установлена в восточной части Мартайги работами автора статьи. В ее состав входят Ударнинский (Громатухинский) и Кундатский типы золотооруденения. В геохимическом отношении для формации характерна повышенная меденосность (халькопирит, блеклые медные руды, сульфосоли меди с сурьмой, висмутом), вольфрамоносность — (шеелит) и проявление сурьмусодержащих минералов. Формация пространственно и парагенетически связана с юным габбро-сиенитовым комплексом интрузивных и щелочных пород с уклоном, вплоть до образования, нефелинсодержащих пород. Интрузивный комплекс этой части Мартайги, по-видимому, можно рассматривать как габбро-сиенит-фельдшпатидовую формацию субплатформенного типа. К этой рудоносной формации можно отнести Бейский (Уйбатский) тип золотооруденения Хакасии и некоторые точки проявления золотооруденения Горной Шории (Кочура).

Четвертой своеобразной золотоносной формацией следует считать кварцевое, бедное сульфидами, существенно со свободным крупным золотом, рудоносное образование. Сульфиды, как небольшая примесь, обычно представлены халькопиритом, блеклыми медными рудами, галенитом, пиритом и реже пирротином.

Эта древняя рудоносная формация генетически связана с акмоли-тообразными телами габбро-диоритов и диабазов, залегающих в сланце-эффузивной толще нижнего кембрия и синия. В пределах Кузнецкого Алатау формация представлена в системах рек Кундустуюла, Талановой, Балыксы и Усы, возможно, к ней принадлежит часть оруденения Коммунара. Рудоносные образования формации нередко вытягиваются в полосы. С этой золотоносной формацией связаны богатейшие россыпные месторождения Кузнецкого Алатау.

Остановимся кратко на золотоносных конгломератах Кузнецкого Алатау и Салаира. Еще до революции В. С. Реутовским [11] отмечалась золотоносность кельбесских конгломератов с железистым (бурый железняк) цементом, развитых в северо-западной части Кузнецкого Алатау, которым он ошибочно приписывал древний возраст, сопоставляя их с конгломератами Витватерсранда. В настоящее время установлен верхнемеловый возраст и невысокая, неравномерная их золотоносность, установлено широкое площадное распространение и важное значение в формировании золотоносных россыпей района.

В том же Кельбесском районе установлено развитие золотоносных конгломератов каменноугольного возраста, протягивающихся в СЗ направлении и, несомненно, явившихся источником золота россыпей многих рек и ключей (Конюхта, Солонешная, Нижняя Суета). Они слабо исследованы. Известны также слабозолотоносные конгломераты юрского возраста, выступающие по рр. Тумуясу, Подобасу, возможно к ним относятся и конгломераты верхнего течения р. Верхней Терси.

В пределах Салаирского кряжа [7] установлена золотоносность девонских конгломератов системы р. Берди по р. Березовке и более древних по возрасту конгломератов р. Хайрюзовки системы р. Суенги. Хотя положительных результатов в отношении выдержанности содержания золота в конгломератах рассматриваемых регионов не было получено, однако нужно отметить необходимость постановки поисково-разведочных исследований на этот объект.

Выделение золоторудных формаций на большей части территории Кузнецкого Алатау оттеняет специфические особенности этой части Ал-

тае-Саянской страны, которую можно рассматривать как особую золоторудную провинцию.

Дальнейшей работой по изучению генетических типов и формаций золотооруденения являются: 1) установление генетических типов и формаций золотооруденения для Горного Алтая, Западного и Восточного Саян и Тувы; 2) петрологическая аттестация материнских комплексов магматических пород для золотооруденения Алтае-Саянской горной страны; 3) выделение для наиболее актуальных золоторудных полей Салаира, Кузнецкого Алатау, Горного Алтая и Саян подтипов золотооруденения, с отнесением тех, которые наиболее актуальны в промышленном отношении.

ЛИТЕРАТУРА

1. Библибин Ю. А. «Металлогенические провинции и металлогенические эпохи», Госуд. научн.-техн. изд. 1955.
2. Бородаевская М. Б. и Бородаевский Н. И. «Петрогенезисструктурные типы и металлогения малых интрузий», Международный геологический конгресс, XXI сессия. Прикладная геология. Вопросы металлогении, 1960 г. Госгеолтехиздат.
3. Булытников А. Я. «Сактычульский золоторудный участок и Каллиостровское золотосодержащее железорудное месторождение», Мат. по геол. Зап. Сиб. края, 1933, в. 1.
4. Булытников А. Я. «Формация висмута-золоторудных жил Кузнецкого Алатау», Изв. ЗСГРУ, т. XI, в. 2, 1931.
5. Булытников А. Я. «Золоторудные формации Кузнецкого Алатау», Сборн., посвящен. М. А. Усову, Томск, 1933.
6. Булытников А. Я. «Золототурмалиновая с шеелитом формация Салаирского края», Акад. наук, Сборник посвящен В. А. Обручеву, 1938, т. 1.
7. Булытников А. Я. «Золоторудные формации и золотоносные провинции Алтае-Саянской горной системы». Томский гос. университет, 1948, т. 102.
8. Бэтман А. М. «Промышленные минеральные месторождения», 1949, Изд. иностранной литературы.
9. Линдгрэн В. «Минеральные месторождения» вып. 3, ОНТИ СССР, 1935.
10. Обручев В. А. «Рудные месторождения». ОГИЗ, 1935.
11. Реутовский В. С. «Полезные ископаемые Сибири», 1907.
12. Усов М. А. «Краткий курс рудных месторождений», Томск, 1931.

ТРУДЫ
ТОМСКОГО ГОСУДАРСТВЕННОГО УНИВЕРСИТЕТА
имени В. В. КУЙБИШЕВА

Том 164

Серия геологическая

А. Я. БУЛЫННИКОВ

ОСОБЕННОСТИ ПЕТРОГРАФИИ РУДНЫХ ПОЛЕЙ

1. Вводная часть

Громадные успехи геологических наук в СССР, достигнутые в годы Советской власти, — общеизвестны. В исторической речи тов. Н. С. Хрущева, посвященной сорокалетию Великой Октябрьской социалистической революции, приведены убедительные данные, показывающие большой прогресс в деле обеспечения нашей страны запасами многих полезных ископаемых, в том числе и металлических. В настоящее время СССР по запасам большинства металлов: железа, меди, цинка, свинца, алюминия и ряда редких металлов вышел на первое место в мире. Это осуществлялось благодаря огромному вложению труда, энергии, энтузиазма и знания нашими геологами, поисковиками и разведчиками в дело освоения недр. Однако, помимо больших успехов в прикладной геологии, советские ученые-геологи достигли крупных заслуг в теоретических работах по разным отраслям геологических наук, в частности и по петрографии.

По существу, из одного предмета — описательной петрографии — за годы Советской власти возник цикл петрографических наук. За это время оформились новые петрографические дисциплины, как-то: петрография осадочных пород, физико-химическая петрография, петрохимия, структурная петрология, техническая петрография; оформляется учение о петрографических формациях. Основными задачами дореволюционной петрографии служили — разработка методов петрографических исследований, научное описание горных пород, определение номенклатуры пород и их классификационного положения, при очень скромном разборе петрогенетических и петрографо-прикладных вопросов.

Главными задачами современного развития петрографических наук являются: выяснение процессов, приводящих к образованию горных пород, установление особенностей химического и минералогического состава, структур и текстур пород, их геолого-структурного положения, оформление комплексов-формаций горных пород и закономерности их проявления во времени и размещения в пространстве. Особое значение для петрографии имеет разработка вопросов связи проявления горных пород и их комплексов с образованием скоплений полезного ископаемого, в частности рудности. Также важной задачей является разработка петрографических критериев в поисковом деле.

В противоположность зарубежной петрографии, теоретические работы которой отличаются отвлеченностью, советская петрография, в лице многих крупных петрографов (А. Н. Заварицкий, М. А. Усов, Д. С. Белянкин, Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, Д. С. Коржинский и др.) тесно увязана с практикой учения о полезных ископаемых и с запросами промышленности. Однако нужно признать связь петрографии с экономической геологией недостаточной.

В течение более чем 35 лет моя научная, производственная и консультационная деятельность была посвящена геолого-петрографическому изучению рудоносных площадей Алтае-Саянской горной страны. Исследованию подверглись преимущественно площади золоторудных месторождений, а именно: Ольховки и Чибижека (В. Саян), Саралы, Знаменитого рудника, Коммунара, Центрального рудного поля, Первомайского, Ударного, Федотовского и многих других рудных узлов, находящихся в Кузнецком Алатау и многих месторождений золота Салаирского края. Кроме того, были изучены площади марганцевого оруденения Салаира и хребта Арги (Мазульское м-ние), бурых железняков Салаира, железооруденения Чебаковской группы (К. Алатау), висмутоносность Хакассии, полиметаллическое оруденение Игр-гола, Салаира и медных месторождений Хакассии (Темир, Вершинка) и т. д. Большинство исследованных рудоносных площадей характеризуется сложностью геологического строения, пестротой петрографического состава горных пород, слагающих эти площади, и своеобразием проявившейся там рудоносности.

II. Петрографическая часть

Известно, что некоторая часть геологов, изучающих рудоносные площади того или иного региона, важными критериями в деле установления там закономерностей пространственного размещения рудных тел считает критерии петрографические. Последние имеют также важное значение при выработке поисковых признаков. Другая часть геологов предпочтение отдает геолого-структурным критериям. Нужно признать, что последние критерии к настоящему времени оказались более разработанными, что и позволило оформиться новой научной дисциплине «структура рудных полей».

Невольно встает вопрос, насколько петрографические особенности рудоносных площадей имеют важное значение в деле познания особенностей оруденения, там проявившегося, оценке ее рудных возможностей, в выработке критериев для направления поисково-разведочных работ?

Рассмотрим коротко некоторые особенности петрографии магматических и метаморфических пород, развитых в пределах рудоносных площадей. Это рассмотрение проведем преимущественно на материале собственных исследований.

Отметим, что классическая описательная петрография магматических и метаморфических пород в своей основе была построена на материале региональных геологических исследований или тематических петрографических работ. Что касается специфических пород рудоносных площадей как магматического, так и метаморфического происхождения, то они в должной мере не были отражены в классификациях этих пород. И в учебных руководствах по петрографии многие специфические горные породы рудоносных полей, как-то: дайковые, малых интрузий, метасоматитов, тектонитов и пр. — находили недостаточные отображения. Это можно сказать про учебные пособия и учебники: Ф. Ю. Левинсон, Лессинга, В. И. Лучицкого, Е. А. Кузнецова, Грубеман-Ниггли, Харкера и других. Только за последние десять лет в советской, преимущественно

журнальной геолого-петрографической литературе, появилось много статей, посвященных вопросам связи горных пород и их комплексов с рудоносностью, освещены многие вопросы петрогенезиса пород рудоносных площадей. К сожалению, весь этот материал находит пока слабое отражение в учебной петрографической литературе.

1. Магматические породы

Из магматических пород рудоносных площадей наибольший интерес вызывают интрузивные породы, которые могут быть рассматриваемы как материнские или родственные оруденению породы. Затем известный интерес представляют вмещающие руды породы, которые в непосредственной близости околорудных тел обычно изменены — метасоматизированы. В меньшей степени интересны магматические породы, более юные, чем оруденение. Как показали наши исследования, из группы изверженных пород особое значение имеют дайковые и породы малых интрузий.

Если для широких обобщений по вулканизму и металлогении какого-нибудь крупного региона геологу необходим материал по магматическим формациям и минеральным комплексам своим проявлением, связанных с геолого-структурным развитием исследуемой территории, то при исследованиях относительно небольших площадей рудных полос, рудных полей и узлов уже необходим несколько иной подход.

Но вначале очень кратко остановимся на вопросах металлогении и тесно связанном с ней проявлении магматизма. За последнее десятилетие, благодаря ценным работам С. С. Смирнова и в особенности Билибина, стали научно разрабатываться общие вопросы металлогении земной поверхности и частные — для отдельных крупных регионов СССР. В основу металлогенической концентрации для эндогенного рудообразования был Билибиным положен принцип развития подвижных (геосинклинальных) зон. Было выделено пять этапов развития подвижного пояса. Каждому этапу свойственны свои комплексы магматических пород и минеральные комплексы. Магматизм проявляется в эволюции своего развития от возникновения основной магмы до образования кислых гранитных магм (средний этап развития). Выделяется несколько комплексов (формаций) магматических пород и свойственных им типов металлогении. Данные таких обобщений должны основываться на материалах геологии, тектоники, петрографии и рудоносности металлогений того или иного региона.

Работы по металлогении имеют важное теоретическое познавательное значение. Кроме того, они имеют большое практическое значение для планирования геологопоисковых работ, выбора и рекомендации регионов под постановку соответствующих работ. Оно производится в планирующих геологических сферах. Что касается планирования геологопоисковых и разведочных работ на ограниченных площадях регионально-рудных полях, узлах, полосах, то здесь вопросы тектоники, петрографии и рудоносности должны решаться в несколько ином аспекте.

Здесь необходимо подробно расчленять то или иное оруденение (золотое, медное, редкометалльное, железное и т. д.) на группы и типы. В свою очередь магматические породы формации должны подвергнуться подробному расчленению. Должна быть установлена их генетическая взаимосвязь, а также связь их с тектоникой.

Можно думать, что для большинства регионов СССР, на геоструктурной основе, металлогенические карты уже составлены?

Всем известны большие затруднения, которые возникают у геологов в решении вопроса о материнских породах для оруденения гидротер-

мального происхождения той или иной исследуемой площади. Можно привести несколько примеров, указывающих на противоречивость воззрений разных геологов-исследователей на материнские породы определенного гидротермального оруденения. Остановимся лишь на одном примере — для полиметаллического оруденения Салаирского кряжа. Салаирские полиметаллические месторождения, к которым относятся: Салаирское, Каменушка, Буймоновское, Ускудинское, Урское и другие, залегают в сильно гидротермально измененных серицитизированных, пиритизированных и баритизированных сланцах и порфироидах, которые образовались за счет экстрозивных тел кварцевых альбитофиров и жильных тел кварцевых альбит-порфиров. Основной исследователь геологии Салаирского кряжа Б. Ф. Сперанский полиметаллическое оруденение Салаира генетически связывал с варисскими интрузиями гранитов, выступающих в виде небольших штоков, значительно удаленных (40—50 км) от рудоносной Салаирской полосы (массивы Хмелевский и Залесский). Г. С. Лабазин, долго занимавшийся полиметаллическим оруденением Салаира, последнее связывает с варисскими кварцевыми альбитофирами площадей оруденения, но варисский возраст кв. альбитофиров не установлен.

Другие исследователи — акад. М. А. Усов и геол. Г. Л. Поспелов — материнскими для Салаирского оруденения породами считали кембрийские кварцевые альбитофиры жерловой фации. Геолог А. Г. Вологдин оруденения связывал с таконской интрузией диоритов, линейные тела которых обычно присутствуют в пределах рудоносных площадей. В одной из статей Г. С. Лабазин высказывался за возможность связи отмечаемого оруденения с диабазами Кузбасса (эссекситами). Наконец, А. Я. Булытников и бывшие геологи Салаирского рудоуправления (Геринг и Незабудовский) считают материнскими породами жильные тела малых интрузий кв. альбитофиров кембрийского возраста, венчающих кембрийский субвулканизм. Массивные кв. альбитофиры выступают в пределах рудных полей Салаирских месторождений, площади Чечулихо-Буймоновского месторождения, Каменушка и Урского (Баритрудника). Этот пример показывает на отсутствие ясно выработанных критериев в установлении материнской породы гидротермального оруденения. Необходимо для этой цели использовать минералого-геохимические и петрохимические критерии.

Во многих изученных мною рудных площадях очень разнообразно бывает представлено оруденение какого-нибудь металла (золото, медь, висмут...). Также в пределах рудоносных площадей петрографически разнообразно бывают развиты магматические породы чаще одной и той же магматической формации. Исследования показывают, что рудоносность таких площадей, выраженная типами оруденения, пространственно локализуется, будучи приурочена к выходам или контактовым зонам определенных разновидностей (дифференциатов) магматических пород, входящих в состав формации (комплекса).

Все члены магматической формации генетически связаны между собою, будучи производными одной родоначальной магмы, одного магматического очага. Так же генетически связаны между собою все типы оруденения, составляют одну родственную группу, входящую в рудоносную формацию.

Особенно показательными в этом отношении являются детально изученные мною рудоносные узлы Знаменитого и Коммунарского месторождений и Центрального рудного поля Мартайги.

В пределах рудного поля Знаменитый — Коммунар (Хакассия) мною были выделены следующие типы и подтипы золотооруденения: 1) Мед-

но-висмута-золоторудный тип кварцевых жил (Знаменитинский тип) с промышленно ценным содержанием золота и с бонанцами золота и висмутита (Bi_2S_3); 2) золото-шеелитовый тип (Евдокиевский тип), представленный слабозолотоносными кварцевыми жилами с вкрапленностью и гнездами шеелита и галенита, развитием медных блеклых руд; 3) меденосная слабозолотоносная скарнированная полоса (Изекаюльский тип) с редким окварцеванием, развитием железорудения (магнетит, гематит) и гнездовым кое-где скоплением золота; 4) подтип кварцевых жил, залегающих в туфах (г. Кискидаг), с гематитом, медным оруденением, сидеритом, иногда турмалином. Содержание золота невысокое; 5) Коммунарковский тип золотооруденения, представленный кварцевым со слабым развитием сульфидов FeS_2 , CuFeS_2 и Fe_{1-2}S , со скоплениями пирротина и промышленно-ценным проявлением золота. Жилы залегают в эпидиоритах; 6) Кузнецовский подтип кварцевых жил, проходящих в эпидиоритах, с бедной вкрапленностью пирротина, пирита, тетрадиамита и при высоком среднем содержании золота; 7) подтип Калиостровский представлен золотоносными прокварцеванными магнетитовыми залежами с развитием скарнов. Промышленно-ценное золотооруденение и 8) Малособакинский тип кварцевого с галенитом (вкрапленность), убогого по золотоносности оруденения.

Из интрузивных образований Знаменитый — Коммунарковского рудоносного района можно выделить следующие петрографические разности монцонит-диоритового комплекса пород:

1) Крупнозернистые роговообманковые монцониты, в апикальных частях кое-где переходящие в розоватые мелкозернистые гранофировые породы. С этими монцонитами пространственно связаны Знаменитинский тип золотооруденения и Евдокиевский тип оруденения. Последний развивается там, где появляются сателлиты диоритовых пород, заметно автометаморфизованных.

2) Изекиюльская рудоносная полоса, вытянутая в северо-восточном направлении отчетливо своим распространением, контролируется линейно вытянутым интрузивным телом кварцевого, порфиroidного монцонита того же СВ простирания.

3) Оруденение г. Кискидаг приурочено к северному погружению интрузивного тела роговообманкового монцонита; на площади проходят дайковидные тела диоритов.

4) Авгит-слюдяные крупнозернистые монцониты образуют ряд массивов, вытянутых почти в меридиональном направлении. Близ контакта интрузивов развита свита мощных кварцевых слабо оруденелых золотоносных жил Малособакинского типа.

5) В пределах Коммунарковского рудоносного узла представлено акмолитообразное тело роговообманковых порфиroidных эпидиоритов, являющихся вместилищем кварцевых золоторудных жил и штокверков Подлунного и Подоблачного гольцов. Такие же порфиroidные диориты заключают рудоносные жилы Кузнецовской горы (Кузнецовский подтип золотооруденения) и Таисыинское м-ние. К контакту штока авгитовых диоритов приурочено Калиостровское месторождение золотоносных магнетитов.

Таким образом, дробное расчленение золотооруденения на типы и подтипы позволяет конкретно выделить промышленно-ценные типы рудных тел. Их пространственная локализация и приуроченность к определенным петрографическим разновидностям пород монцонит-диоритовой интрузии позволяет объединить их в одну рудоносную формацию.

Достаточно детально мною были изучены петрология и рудоносность центрального золоторудного поля Мартайги. Здесь также можно опреде-

лить ряд типов кварцевого золотооруденения.

1) Октябрьский тип обнимает ряд промышленно малоценных протяженных кварцевых пород с развитием существенно пирита и арсенопирита.

2) Центральнинский тип с Лотерейным подтипом является наиболее ценной для промышленности группой кварцевых жил, богатых сульфидами с полиметаллическим составом руд (FeS_2 , CuFeS_2 , ZnS , PbS и в меньшей мере FeS и FeAsS).

3) Варваринский тип кварцевых жил характеризуется слабой сульфидностью, отсутствием в руде арсенопирита, сфалерита. Характерны вкрапленность пирита, галенита с появлением турмалина, шеелита и молибденита.

4) Дмитриевский подтип жил, являющийся как бы промежуточным между Варваринским и Лотерейным подтипом жил. Характерно гнездовое распределение золота, ассоциирующего с проявлением полиметаллической рудоносности, появлением в рудах молибденита и блеклой медной руды.

5) Бурлевский тип кварцево-турмалиновых жил с заметным медным оруденением с гематитом, железистыми карбонатами. Жилы этого типа пользуются значительным распространением в свалах, но вскрытых жил этого типа очень немного.

Если обратиться к магматическим породам Центрального рудного поля, то можно ясно подметить закономерное пространственное их размещение в пределах одного довольно крупного интрузивного массива типа харполита. Интрузивное тело сложено в основном адамеллитами, гранодиоритами, нормальными гранитами, банатитами, кварцевыми диоритами, диоритами, монцонитами и кое-где габбровыми породами.

Наибольшим распространением в пределах массива пользуется Варваринский тип оруденения, который, вероятно, в дальнейшем можно подразделить на ряд подтипов. Рудные жилы Варваринского типа пространственно залегают преимущественно в банатитах и кварцевых диоритах. Дмитриевский подтип жил развит в гранодиоритах. Рудные тела Бурлевского типа главным образом приурочены к гибридным диоритам, нередко заметно сланцеватым; обычно жилы тяготеют к приконтактовым зонам. В адамеллитах и нормальных гранитах, иногда трондьемитах залегают наиболее ценные жилы Центральнинского типа и Лотерейного подтипа. И, наконец, Октябрьский тип рудных образований тяготеет развитием к наиболее лейкократовым разновидностям гранитов.

Можно было бы коснуться в этом же разрезе золоторудных образований Салаира, Саралы, Берикуля, которые тяготеют распространением к определенным дифференциатам одного магматического комплекса пород. Но и краткие данные о рудоносности и магматизме рудных полей Знаменитого, Коммунара и Центрального рудного поля определенно указывают на необходимость расчленения рудных образований с выделением типов рудоносности, а также на расчленение магматических образований рудоносных площадей. Последнее требует постановки детальных петрографических исследований. Можно резюмировать следующее положение: пространственная локализация отдельных типов оруденения всегда геологически контролируется развитием определенных разностей (дифференциатов) магматической формации.

Достаточно эффективно было установление пространственной и генетической взаимосвязи свинцово-цинковой рудоносности Иргольской площади оруденения (Хакассия) с проявлением сланцеватых измененных кварцевых порфиров с турмалином жерловой фации и линзовидных

малых тел пегматоидных турмалиновых гранитов. Здесь оформилась полоса рудоносности и магматических тел. Это положение о взаимосвязи свинцово-цинкового оруденения с кварц-порфирами и кварц-альбитофитами было установлено и для оруденения Карасука и Юлии Свинцовой (Хакассия).

В пределах большинства рудных полей значительным распространением пользуются дайковые породы. В отдельных площадях дайковые образования настолько сгущаются, что составляют большой процент к другим выступающим здесь геолого-петрографическим образованиям площади. Особенно густо насыщено дайковыми телами протеробазовой формации Саралинское золоторудное поле. Дайки протеробазов значительной протяженности, иногда с мощностью, превышающей 40—50 м, занимают значительную площадь верхнего течения рр. Саралы, Средней Терси и Кии, расцениваемую не менее 1500 кв. км. Дайки протеробазов являются юными геологическими образованиями, они пересекают кварцевые золоторудные жилы поля, нередко сильно усложняя их строение.

Большая сгущенность дайковых тел наблюдается в пределах рудного поля верховья р. Чибижека (Восточный Саян). Здесь многочисленные дайки диорит-порфиров, винтлитов и одинитов пересекают золотоносные скарны, золоторудные жилы и пегматиты.

В пределах рудных полей Знаменитого м-ния, Коммунара и Центрального рудника дайковые породы известны, но не широко распространены.

В пределах узла рудных жил Знаменитого м-ния относительно обильные дайки монцонит-порфиров были дорудными образованиями: наличие их в пределах жил (Знаменитой, Поздней) сильно усложняет их строение по простирацию и падению, вызывая пережимы и ложные выклинивания. Многие дайки Ольховского золоторудного м-ния, Центрального рудника также являются дорудными образованиями; нередко вдоль дайковых тел проходят позднейшие тектонические нарушения (чаще сбросы), еще более усложняющие структуру м-ний. Нарушения охотно приурочиваются к стыку пород различного петрографического состава. Дорудными образованиями являются микродиоритовые дайки Игр-гола, лабрадоровые порфиристы Саралы.

Особенно петрографически разнообразны многочисленные дайковые образования крупной площади, примыкающей к Темирскому меднорудному полю (Хакассия). Обильные дайки лейкократовых гранитов, сопровождаемых пегматитами, пересекают рудоносные скарны и сульфидные скопления. Более юными образованиями являются многочисленные дайки микромонцонитов, монцонит-порфиров, микродиоритов, диорит-порфиров, микросиенитов и сиенит-порфиров, диабазов и более редких гранит-порфиров и спессартитов. Особенно оригинальны крупные дайки порфировидных монцонитов, образующих широкую полосу. Они являются наиболее юными образованиями, по минеральному составу они близки к Саралинским протеробазам. Все эти обильные дайковые породы Темирского района иногда настолько густо располагаются что вызывают представление о том, что они будто бы являются основой геологического строения района. На склонах долины р. Нени дайковые тела образуют подобие каркаса; здесь проходят обильные мощные линейно-вытянутые тела почти широтного простираения лейкократовых гранитов, насыщающих площадь и пересекаемые свитой сближенных мощных дайковидных тел СЗ простираения.

Так же многочисленны и петрографически разнообразны дайковые образования на площадях развития медной минерализации и оруденения (источная часть р. Уйбата и Улень).

Развитие дайковых пород местами сопровождается появлением мелких (малых) штоковидных интрузивных тел. Изучение дайковых пород показывает ясные недостатки классификации этих пород. Большие затруднения у петрографов возникают с номенклатурой многих дайковых пород, с характеристикой их структурно-текстурных особенностей. Изучение дайковых пород доставляет особенно большой материал для понимания многих вопросов генезиса этих пород. В некоторых из них ясно проявляется гибридизация, некоторые возникли в результате выбороочного плавления или метасоматическим путем. Важно установление последовательности образования дайковых пород, связь их с интрузивными породами или эффузивными комплексами.

Дайковые породы очень усложняют структуру рудных полей и рудных месторождений. Как уже отмечалось, дайковые тела часто являются дорудными образованиями и нередко пострудными. В некоторых случаях дайковые породы соответствуют оруденению. Большой темой является вопрос о связи дайковых пород с рудоносностью. Некоторые дайковые породы могут служить в качестве поисковых критериев.

Таким образом, детальное изучение интрузивных и дайковых пород рудоносных площадей дает ценный петрогенетический материал. Он, нужно отметить, недостаточно использован учебной петрографической литературой.

Этот материал может служить основой для выяснения определенных черт рудоносности региона; он должен быть использован для освещения металлогении такового.

Что касается эффузивных пород рудоносных площадей, то таковые в отношении рудоносности чаще всего являются пассивными, вмещающими оруденение. Нужно отметить, что эффузивные толщи нередко являются благоприятными вмещающими породами.

Эффузивные породы нередко являются благоприятными породами для оформления путей движения рудоносных растворов и хорошими осадителями. Эффузивные породы иногда входят как составная часть интрузивной формации.

Лишь для отдельных полей медного и полиметаллического оруденения эффузивные породы являются родственными породами оруденения и этим должны привлекать внимание геолога-петрографа.

2. Метаморфические породы

Метаморфические породы нередко играют существенную роль в сложении рудоносных площадей. Иногда метаморфические породы играют роль пассивных, вмещающих рудные тела пород, причем некоторые из них благоприятны для оформления рудных тел или концентрации рудоносности. Сюда относятся некоторые кристаллические сланцы, гнейсы, амфиболиты и породы дислокационного метаморфизма. Из них последние, как-то: брекчии, катаклазиты, милониты — нередко определенно контролируют пространственное размещение рудных образований.

Петрографическое изучение пород дислокационного метаморфизма рудоносных полей и полос представляет исключительный интерес благодаря детальности геолого-петрографических исследований. Он важен для углубленного познания тектоники рудоносной площади, установления связи оруденения с этими породами, а также для обобщения петрографического материала по этим породам, как известно, недостаточно отраженных в специальной учебной литературе.

Большое значение для геолога и петрографа имеют измененные вмещающие руды породы, которые обычно называют «околорудными породами». Этим породам в настоящее время в геолого-петрографической

литературе уделяется должное внимание. Ряд статей в должной мере освещает петрографию и минералогию этих важных для рудничного геолога, поисковика и петрографа метаморфических пород.

В недавно вышедшей сводной работе «Околорудные изменения горных пород» приводятся новые данные по главным группам этих измененных пород. Околорудно-измененные породы по существу свойственны площадям оруденения. В пределах исследованных областей известны рудоносные доломитизированные известняки (Игр-гол, Ольховка), окремненные и окварцеванные известняки (Темир, Вершинка, Первомайка и др.) Кое-где в рудоносных площадях развиты вторичные кварциты, особенно широко они представлены в Салаирском кряже, где они возникли за счет пород эффузивной толщи, вмещающей полиметаллическое оруденение. Но часть кварцитов, несомненно, образовалась за счет карбонатных пород. Особенно отчетливо вторичные оруденелые кварциты развиты в пределах Темирского меднорудного поля, где они, вытягиваясь полосами, образовались за счет известняков. Вторичные кварциты Западной Сибири систематически не изучены.

В пределах рудных полей медного и свинцового оруденения Хакасии, в карбонатных породах локально, в связи с рудоносностью пользуется значительным развитием своеобразная карбонатизация с развитием сидерита, анкерита, брейнерита, доломита и крупно-кристаллического кальцита, иногда с заметной примесью карбоната марганца. Такая карбонитизация не чужда и некоторому золотому оруденению, приуроченному к карбонатным породам.

Особый интерес для петрографических исследований представляют хлоритизированные породы. В заметных количествах хлорит развит в рудах и боковых породах Салаирского кварцевого золотооруденения, золотой рудоносности Коммунара, Ольховки, Случайного рудника, Игр-гола и т. д. Хлориты рудных образований и вмещающих пород минералогически не изучены. Для некоторых рудных площадей околорудное изменение выражено в березитизации, серицитизации и иногда турмалинизации. Оригинальные вторично-битуминизированные эффузивные породы-порфиры и кератофиры кое-где выступают в пределах рудных полей Саралы, Коммунара; иногда они являются вмещающими руды породами. В связи с полиметаллическим оруденением местами проявляется интенсивная баритизация.

Наши исследования вмещающих рудные тела пород Посольно-Кузеевского золоторудного, Игр-гольского свинцового и Темирского медного месторождений позволили наметить последовательность проявления гидротермального, околорудного метаморфизма, выразившегося в наложении одного процесса на другой. Например, серицитизация наложена на продукты хлоритизации пород, каолинизация (диккит) накладывается на серицитизацию, карбонатизация поражает окварцевание. Нужно отметить, что исследования показали: последовательность проявления процессов околорудного метасоматоза пород отображается и в последовательности образования рудных минералов. Причем определенным парагенезисом рудных минералов соответствует определенный тип околорудного изменения пород.

Околорудно-измененные породы, как отмечали крупные петрографы и специалисты экономической геологии акад. А. Н. Заварицкий, профессора Вольфсон и Крейтер, заслуживают при изучении не меньшего внимания, чем сами руды. Вспомним высказывания крупного американского ученого Эммонса о том, что околорудно измененные породы являются важнейшим критерием при выработке классификации рудных эндогенных месторождений. Важное значение эти породы имеют для геологов-

поисковиков, рудничных геологов и разведчиков. Вместе с тем в учебниках по петрографии им уделялось мало внимания.

Необходимо вплотную заняться изучением этих специфических горных пород, причем изучение требует от петрографов применения многих методик (термический, спектральный анализы, рентгеноструктурный и др. методики).

Кроме вышеотмеченных гидротермально-измененных околорудных пород, развитых в изученных мною рудоносных полях Алтае-Саянской горной страны, для некоторых рудных площадей характерны грейзены и грейзенизированные породы.

Для многих рудоносных площадей, а именно: меднорудных, железорудных, молибденовых, золотых и шеелитовых месторождений характерно достаточно широкое развитие скарнов и скарнированных пород. Эти последние уже достаточно хорошо изучены, описаны в геолого-петрографической литературе и отображаются в учебниках и руководствах.

Нужно отметить, во многих площадях медного и железного оруденения значительным распространением пользуются разнообразные метасоматические породы, которые нельзя относить к скарнам. Только за последние годы в геологической литературе был опубликован материал, указывающий на относительно широкое развитие в пределах отдельных рудных полей метасоматитов. Устанавливается достаточно широкое проявление щелочного метасоматизма как натрового, так и калиевого и реже борного и магнезиального. В результате метасоматоза образуются оригинальные породы, то сходные с породами регионального метаморфизма — гранулиты и лептиты, то напоминающие магматические породы сиенитового и сиенит-диоритового облика.

Итак, из этого краткого очерка выступают важные положения. Рудоносные площади слагаются нередко специфическими в петрографическом отношении породами, которые играют менее важную роль в обычных нерудоносных площадях. Дайковые породы обычно не отражаются на картах мелкого (от 1 : 50000) масштаба, но в рудоносной площади могут быть детальнее изучены в петрографическом, петрогенетическом отношении. Лучше могут быть исследованы и комплексы материнских магматических пород.

Специфичными породами рудоносных площадей являются породы околорудного изменения, грейзены, вторичные кварциты, скарны и метасоматиты. Полнее могут быть изучены породы дислокационного метаморфизма.

Детальное петрографическое изучение горных пород рудоносных площадей имеет важное теоретическое и прикладное значение; такие исследования необходимо проводить квалифицированно, в частности, изучение кернов буровых скважин. Обычно же изучение поручается коллегам с очень малой геологической и петрографической квалификацией.

Наконец петрография и петрогенезис этих пород в должной мере должны быть отражены в учебной литературе.

ТРУДЫ
ТОМСКОГО ГОСУДАРСТВЕННОГО УНИВЕРСИТЕТА
имени В. В. КУЙБИШЕВА

Том 164

Серия геологическая

А. Я. БУЛЫННИКОВ, В. Н. СЕРГЕЕВ

**НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ ЗОЛОТООРУДЕНЕНИЯ
КОММУНАРОВСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ И МАГНЕТИТЫ
КАЛИОСТРОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ**

Кузнецкий Алатау, как известно, является в пределах Алтае-Саянской горной страны своеобразной золоторудной провинцией. Помимо достаточно широкого проявления в этой горной стране различных типов и формаций жильного золото кварцевого оруденения, здесь отмечается развитие контактово-метасоматического (скарнового) золотооруденения и, наконец, известно наличие золота в магнетитовых рудах некоторых месторождений. Так, наличие золота установлено в магнетитовых скоплениях Натальевского скарнового месторождения (Мартайга), затем золото присутствует в магнетито-гранатовых рудах Шорбинского месторождения (Горная Шория) и, наконец, отмечается золотоносность магнетитов железорудных месторождений Казской и Тельбесской групп. Однако особый интерес вызывает золото-магнетитовое оруденение Калиостровского месторождения, находящегося в пределах Коммунарковского рудного поля (Хакассия), расположенного на восточном склоне Кузнецкого Алатау, в бассейне р. Белого Июса.

Небольшая коллекция руд вмещающих и материнских пород оруденения Калиостровского месторождения Коммунарковского поля, собранная в 1961 году, позволила выявить некоторые новые генетические особенности оруденения. Черты геологии и рудоносности Коммунарковского рудного поля вкратце описаны А. Я. Булынниковым, а минералогические исследования выполнены В. Н. Сергеевым.

**Особенности геологии и рудоносности
Коммунарковского рудного поля**

Коммунарковское рудное поле — геологически хорошо исследованный рудный участок Хакассии, геология и рудоносность которого частично были отражены в литературе: П. П. Гудков [5]; В. А. Обручев [7, 8]; Я. С. Эдельштейн [11]; А. Я. Булынников [1, 2, 3], Д. К. Калинин [6]. Однако большая часть сведений о рудоносности и геологии рудного поля находится в фондовых материалах. Несмотря на многолетние исследования рудного поля все еще имеются разногласия среди исследователей по вопросам стратиграфии и особенно по вопросу о материнских породах оруденения.

Представления о геологическом строении Коммунарковского рудного поля и его ближайших окрестностей, на основе многолетних работ

автора, следующие: древнейшим образованием является эффузивно-осадочная толща синия, собранная в складки северо-восточного простирания. В состав этой толщи, актуальной в золоторудном отношении, входят: светлые и темные кварцевые альбитофиры, фельзитпорфиры, фельзиты и их туфы, ленточные туфо-сланцы, известняки, алевролиты, граувакковые песчаники, нередко конгломератовидные. Темные известняки образуют маломощные пласты (прослои) в этой толще. Эффузивно-осадочная толща синия, составляющая основу рудного поля, несогласно перекрыта зеленокаменной свитой спилитов, спилитовых порфиритов, кварцевых порфиритов и их туфогеновых разностей; в ней присутствуют редкие прослои светлых известняков, иногда с водорослями. Возраст этой свиты кембрийский.

Из интрузивных пород рудного поля и его ближайших окрестностей отметим: порфировидные роговообманковые диориты, зернистые роговообманково-авгитовые диориты и авгитовые диориты (Калиостровское месторождение) и кварцевые монцититы (Солгон). Порфировидные диориты являются вмещающими породами золото-кварцевого оруденения Коммунарковского поля. Зернистые роговообманково-авгитовые диориты образуют обильные дайковые тела, иногда силлы, «расплывающиеся» в акмолит и залегающие преимущественно в эффузивно-осадочной толще синия и реже в порфиритовой свите кембрия. Золотоносность в площадях развития этих диоритов не проявляется.

К западу от Коммунарковского рудного поля выступает крупный Солгонский массив гранитоидных пород, представленных в окрестностях поля розоватыми кварцевыми авгит-биотитовыми монцититами. Вырисовывается, что Коммунарковское рудное поле приурочивается к контактной зоне Солгонского интрузива. Нужно признать, что как породы порфиритовой свиты, так и породы эффузивно-осадочной толщи являются заметно метаморфизованными. Слабый контактовый метаморфизм проявляется и в порфировидных диоритах Коммунара.

Наконец, в пределах Коммунарковского рудного участка выступает тело своеобразных авгитовых диоритов, к площади развития которого тяготеет проявление золотомагнетитового оруденения. Некоторые исследователи в авгитовом диорите видят сателлит Солгонского интрузива, другие (А. Я. Булытников, В. А. Обручев, М. А. Усов) рассматривают его как корни акмолитовых тел диоритов*).

Большинство кварцевых золоторудных жил, прожилков и штокверковых скоплений Коммунара сосредоточено на небольшой площади, прилегающей к водоразделу кл. Федоровского системы р. Большой Собаки и кл. Сактычул — притоку р. Солгон бассейна р. Белого Юуса. Почти все золотооруденение Коммунара своим развитием приурочено к порфировым диоритам и их контактам с породами эффузивно-осадочной толщи, в особенности к кремнистым сланцам. Тела рудоносных порфировидных диоритов вытянуты почти в меридиональном направлении, рудные тела резких зальбандов не имеют, а сопровождаются апофизами. Кое-где появляются раздувы рудных тел. Мощность рудных тел резко неравномерна. В известняках рудные тела «затухают», причем нередко на контакте их образуются небольшие тела сливных руд пирротина, богатого золотом.

Руда Коммунарковского рудного поля очень своеобразна. Она существенно представлена кварцем многих генераций, характеризующимся различной окраской; причем наиболее распространен кварц белого цвета, но иногда он приобретает зеленую окраску в связи с развитием в нем

*) Вопросу о диоритах и их связи с солгонскими кварцевыми монцититами будет посвящена отдельная статья А. Я. Булыникова.

хлорита или иголочек актинолита; реже наблюдается темно-красноватый кварц, окраска которого обусловлена обильной тонкой вкрапленностью золота. Свободное золото является распространенным минералом Коммунарковского оруденения. Чаше всего оно проявляется вне связи с развитием в кварцевой руде сульфидов, которые в целом не пользуются здесь заметным распространением. Из сульфидов встречаются пирит, халькопирит, пирротин; очень редко в рудах развиты арсенопирит, сфалерит, галенит, блеклая медная руда, тетрадимит (теллуристый висмут) и висмутовый блеск, встреченный в Октябрьской жиле. Руды, обогащенные сульфидами, за исключением пирротина, обычно бедны драгоценным металлом. Золото чаще всего тонкое, мелкое, как бы импреньирует кварц, располагаясь то полосками, то пятнами. Реже в рудах проявляется крупное золото. Золото высокопробное. Помимо кварцевой руды, чаще совершенно лишенной сульфидов, золото встречается в значительных количествах в эпидозитах, эпидотовых метасоматических и кремненных породах; в диоритах и магнетитовых рудах. Проявление золота в породах чаще обусловлено тонким окварцеванием пород (Подлунный голец, Калиостровское месторождение). Нужно отметить заметное развитие в кварцевой руде Коммунара игловидной зеленой актинолитовой роговой обманки, своеобразного темно-зеленого звездчатого хлорита и желто-зеленого эпидота, образующих скопления. Реже в руде появляется оранжево-бурый гранат и вкрапленность магнетита. В некоторых разностях руды обильны карбонаты, чаще всего представленные кальцитом, анкеритом и реже сидеритом. Что касается кварцевых руд, обогащенных сульфидами, то они являются более поздними, чем главное золотооруденение, и накладываются на него.

В пределах Коммунарковского рудного поля известно несколько тел рудоносных порфиридных диоритов. Все эти тела вытянуты в северо-восточном направлении. Развитие в главной части рудного поля (по склонам кл. Федоровского) порфириновых диоритов, несомненно, продолжается к югу в систему кл. Сактычула, преимущественно вдоль склонов левой вершины этого ключа. Здесь, в участке Сактычула, и располагаются тела магнетитовой руды, часть которых промышленно золотоносна.

Калиостровский рудный участок

Калиостровский участок занимает южную часть Коммунарковского рудного поля, располагаясь на западном склоне Подзвездного гольца, по левой вершине кл. Сактычула и по водораздельному гребню ключей Сактычула и Федоровского. По ключам Сактычулу и Федоровскому в свое время разрабатывались богатые россыпи золота. В участке вскрыто около десятка магнетитовых линз, причем только некоторые из них явились золотоносными, кроме того, здесь известно проявление кварцевых золотоносных тел и прожилков.

В основном участок сложен породами эффузивно-осадочной толщи синия. Здесь развиты белесоватой и темной окраски кварцевые альбитофиры, их туфы, черные, ленточной текстуры, туфосланцы, туфопесчаники, кремнистые сланцы и темные углеродистые известняки. Последние образуют в толще прослой мощностью до десятков метров. Общее распространение пород толщи северо-восточное, близкое к меридиональному. Кое-где на участке развиты порфириты, возможно, кембрийского возраста.

Собственно Калиостровский участок пространственно приурочен к приконтактной зоне Солгонского интрузивного массива кварцевых монзонитов, с которым некоторые исследователи генетически связывают золотооруденение Коммунара и Калиостровского участка. Контакт по-

род эффузивно-осадочной толщи падает в сторону Солгонского массива. Нужно отметить заметный метаморфизм, проявившийся во многих породах Калиостровской площади и выразившийся в ороговиковании, с развитием красно-бурого биотита и интенсивной амфиболизации.

На площади участка заметным распространением пользуются интрузивные и дайковые породы. Интрузивные породы представлены исключительно диоритами. В северной части участка, а также на водоразделе ключей Сактычул — Федоровский проходят линейные тела рудоносных порфириновых диоритов, которые на Коммунарковской площади содержат наиболее ценные месторождения золота. И здесь были обнаружены богатые золотом жилы Сактычульская, Лыткинская и др. и серии прожилков золотоносного кварца в кварцевых кератофирах, туфопесчаниках, сланцах и магнетитовых скоплениях Августовской рудной линзы. Кварц этих образований содержит мелкое свободное золото, иголки актинолита и звездчатый хлорит, столь характерные для Коммунарковского оруденения.

Своеобразными являются авгитовые диориты, развитые в южной части Калиостровского участка. Эти диориты, к контакту которых приурочены некоторые магнетитовые тела Калиостровского месторождения, местами заметно эпидотизированы и интенсивно амфиболитизированы. В контакте диоритов с мраморизованными известняками кое-где умеренно развиты гранато-диопсидовые скарны, чаще всего безрудные. Нередко диориты принимают лейко-кратовый облик, по-видимому, к таким разностям преимущественно тяготеют магнетитовые руды. Скарны обычно не ассоциируют с магнетитовыми рудами. Ясно устанавливается гипабиссальный характер Калиостровских авгитовых диоритов.

Кроме калиостровских авгитовых диоритов и порфириовидных диоритов на рассматриваемой площади, особенно в участке Подзвездного гольца развиты среднерудистые авгит-роговообманковые диориты, несомненно, родственные порфириовидным диоритам и сопряженные с калиостровскими диоритами*).

В пространственном расположении магнетитовых руд участка важную роль играли разрывные нарушения постинтрузивного возраста и трещинная тектоника. Известную роль в локализации оруденения, несомненно, играл петрографический состав вмещающих пород, в частности карбонатных.

Магнетитовые руды Калиостровского месторождения

Минераграфические исследования магнетита с применением структурного травления вскрыли широкое развитие внутренних структур, относящихся к структурам роста скелетного характера. Были обнаружены ложные гранные и реберные формы роста, сrostки нескольких индивидов и другие интересные с минерагенетической стороны проявления роста зерен магнетита в специфических условиях. Ряд внутренних структур и деталей индивидов относятся к метаморфическим преобразованиям. На основании подобных наблюдений представилось возможным предварительно наметить порядок выделения минералов в магнетитовых рудах, высказать некоторые соображения о формировании своеобразных внутренних структур зерен магнетита и генезиса магнетитовых руд Калиостровского месторождения в целом. Это представляется тем более интересным, что в литературе отсутствуют детальные исследования и описания внутренних структур зерен магнетита из месторождений данного

*) Дайковые породы участка представлены микродиоритами, малхитами, монзонит-порфирами, реже плагиоаплитами.

типа, которые относятся к практически интересным и малоизученным — золотомagnetитовым, гидротермального происхождения.

1. Остановимся на текстурных особенностях образцов magnetитовых руд Калиостровского месторождения, среди которых грубо можно выделить: массивные, пятнистые, штокверково-прожилковые, вкрапленные.

Плотные массивные руды magnetита пересечены редкими, часто взаимно-параллельными жилками и линзочками кварца, реже кальцита. Крупность зерна magnetита неравномерная. В отдельных участках неправильной, жилкообразной и линзовидной формы, нечетко оформленных, появляются зерна magnetита более крупные (до 1—3 мм), чем основная масса руды (0,01 мм и менее). Довольно часто появляются друзовые пустотки размером до 1×1 см, выстланные головками кристалликов magnetита с октаэдрическими гранями. При наблюдении с лупой, а иногда и визуальное обнаруживается масса тонких «включений» нерудных минералов, среди которых преобладают кварц, эпидот, роговая обманка и редко встречается кальцит, золото, апатит и сульфиды.

Среди плотных массивных руд кое-где появляется текстурный рисунок второго порядка — выступают отдельные белые пятна с нечеткими, «размытыми» границами, которые являются реликтами сильно гидротермального измененного калиостровского диорита. По границам и нередко внутри реликтов измененного диорита появляется очень тонкозернистый magnetит, выделяющийся среди более грубозернистой основной массы. Однако такие каймы и жилки тонкозернистого magnetита довольно редки. В некоторых образцах количество и величина измененных реликтов диорита сильно возрастает, и текстурный рисунок руды можно отнести к пятнистой в случае округлости реликтов и более или менее равномерного зернистого сложения magnetита.

К штокверково-прожилковой текстуре относятся участки, где резко выступает угловатость реликтов диорита и прожилково-друзовая природа magnetита. Жилки magnetита часто имеют симметричное строение, разрастаясь от противоположных стенок трещин. Зерна magnetита в жилке с противоположных стенок трещины обращены идиоморфными головками навстречу друг другу. Агрегаты зерен magnetита, растущие от противоположащих стенок трещины, иногда сростаются, а когда этого не происходит, то появляются друзовые полости (друзы роста по Д. П. Григорьеву, 1961), форма и величина которых зависят от конфигурации и размеров зарастающей полости, скорости роста агрегата magnetита и др. причин. В некоторых друзовых полостях кристаллики magnetита имеют слегка округлую форму, что можно связывать с процессами растворения, более поздними растворами и обычным преимущественным растворением вершин и ребер. Грани наиболее крупных кристаллов несут скульптурные детали — штриховку, слои и бугорки роста, фигуры природного растворения. Иногда на гранях кристалликов magnetита нарастают призматические кристаллики прозрачного кварца размером до 2 мм; розетковидные, сноповидные и плотные агрегаты кристалликов эпидота размером в десятые доли миллиметра. Часть друзовых полостей осталась не заполненной другими минералами и покрыта изнутри лишь тонкими налетами лимонита.

Среди образцов нашей коллекции есть руда своеобразной вкрапленной текстуры, состоящая на 50% из среднезернистого magnetита (0,5—0,8 мм), среди которого приблизительно равномерно распределены зерна кварца, составляющие 40% от общей массы. Остальные 10% принадлежат эпидоту, актинолиту, апатиту и др.

Кварц неравномернозернистый с величиной зерен от 0,02 до 2 мм. Можно наблюдать неправильной формы скопления зерен кварца, жилки.

и линзочки размером до 1×1 см. Характерно, что часть зерен магнетита и кварца частично идиоморфна по отношению друг к другу, т. е. у отдельных зерен наблюдаются кроме индукционных граней роста и собственные, свойственные данному минералу грани. Однако подавляющая масса зерен оформлена лишь гранями совместного роста, покрытыми тонкой индукционной штриховкой, различимой лишь под микроскопом. Благодаря зернистости и значительной деформированности, эта руда легко рассыпается на отдельные кристаллики и их сростки даже от прикосновения руки.

Часть магнетитовых руд представлена сильно выветрелыми разновидностями с матовыми налетами и корочками лимонита и гётита, выстилающими полости друз. Магнетит в этих рудах приобретает буровато-красноватый оттенок от широкого развития, кроме вышеупомянутых гидроокислов, еще и гематита, в виде мартитовых иголочек и отдельных, неправильной формы зерен. Большинство нерудных минералов в этих рудах выщелочено.

2. Для магнетитовых руд Калиостровского месторождения характерны такие структуры, как аллотриоморфная и реже микродрузовая. Размер зерен в аншлифах колеблется от 0,001 до 1 мм, однако имеются и субмикроскопические зерна и отдельные кристаллы магнетита до 1 см. Интересны моменты изменения величины зерен магнетита в некоторых рудах массивной и штокверковой текстуры. Под микроскопом можно проследить постепенный переход от тонких зерен 0,1 мм и менее у границы реликтового обломка диорита до зерен в 1—2 мм и более, обращенных идиоморфными головками внутрь друзовой полости, выполненной чаще всего кварцем. Подобное сложение агрегата несколько напоминает друзы перекристаллизации [4], изменение крупности зерна магнетита в данном случае, по-видимому, следует связывать с условиями его роста.

Облик агрегатов зерен магнетита в большей степени обусловлен процессами поздней тектонической и гидротермальной деятельности. Проявление метаморфизма магнетитовых руд выражено целым рядом своеобразных структурных особенностей, которые накладываются на «первичные» аллотриоморфные и микродрузовые текстуры.

Руды несут следы многостадийных деформаций, в связи с чем возникают участки микробрекчиевой текстуры, в зернах магнетита появляются треугольники выкрашивания и «решетки» трещинок, ориентированных по плоскостям октаэдра. Наиболее распространенными являются трещинки, не приуроченные к определенным направлениям. Такие трещинки создают ветвистые узоры, поражая большую часть зерен магнетита. Тектонические напряжения периодически открывают пути для растворов, которые частично растворяют зерна магнетита и откладывают целый ряд новых минералов (альбит, актинолит, кварц, золото, эпидот, апатит, кальцит и др.), благодаря чему появляются многочисленные структуры замещения, коррозионные и, наконец, характерные структуры окисленных руд.

Следы растворения и замещения зерен магнетита поздними растворами и минералами видны в каждом аншлифе, однако это явление иногда проявляется так ярко, что возникают скелетные структуры агрегата зерен магнетита. При структурном травлении выявленная зональность роста позволила рассмотреть реликты отдельных зерен магнетита. Степень замещения зерен магнетита кварцем и другими минералами различна от незначительной коррозии их краевых частей до почти полного уничтожения индивидов. Нередко проявляется избирательное замещение зерен магнетита, когда развитие нерудного минерала идет

предпочтительно по направлениям зон роста и других внутренних деталей сложения индивидов, возникают скелетные и дендритоподобные образования. Только при помощи структурного травления можно установить природу подобных образований, так как такой же характер структур могут иметь метакристаллы, развивающиеся в твердой среде, как это показал для мариупольских цирконов С. А. Руденко [9].

В других случаях растворы проникают по тонким трещинкам внутрь зерна магнетита и откладывают там отдельные, обычно изометричные зерна и агрегаты зерен кварца, альбита, золота, апатита, кальцита, эпидота и др. Кое-где, например, можно наблюдать тонкие, неправильной формы включения золота, как внутри зерна магнетита, так и среди нерудных минералов: кварца, альбита, олигоклаза. В окисленных рудах зерна магнетита переполнены включениями лимонита, гётита, гематита, кварца и кальцита. При большом количестве включений (до 50% от общей массы руды) агрегаты магнетита приобретают своеобразный вид сотовых структур. Нередко зерна магнетита замещаются почти нацело. Среди включений минералов в зерна магнетита интересны олигоклаз и альбит. Олигоклаз, по-видимому, является несколько более ранним минералом, чем магнетит, так как он корродируется последним и слегка изменен — серицитизирован.

Отложение альбита относится к стадии роста зерен магнетита. Идиоморфные и свежие кристаллики альбита можно считать образованиями совместного роста, что подтверждается как структурным травлением магнетита и альбита, петрографическими наблюдениями, так и исследованием поверхностей срастания минералов. Выявленная травлением зональность роста магнетита четко прослеживается до границы поверхности кристалликов альбита и не несет следов уничтожения и изменений, что можно ожидать в случае более позднего появления альбита. При травлении альбита выявлено его зональносекториальное строение. Исследование поверхности подобных индивидов обнаружило как у магнетита, так и реже у альбита очень тонкую индукционную штриховку, наблюдаемую лишь под микроскопом. Как магнетит, так и альбит несут следы деформаций равной интенсивности и оба подвергаются кое-где частичному замещению более поздними минералами: кварцем, золотом, эпидотом, апатитом, кальцитом и др. Однако замещение магнетита несколько интенсивнее, чем альбита, что позволяет вместе с другими признаками отнести зарождение альбита к завершающим этапам формирования магнетита.

В образцах магнетита с поверхности месторождения или зон интенсивной приповерхностной трещиноватости, развиты такие минералы, как лимонит, гётит, маритовые иголки и зерна гематита неправильной формы. Иногда отношение магнетита и гидроокислов с гематитом достигает 2 : 1. Все руды, которые мы наблюдали в Калиостровском месторождении, несут следы окислительных процессов. Очень редко встречаются тонкие налеты малахита, образовавшиеся за счет халькопирита, зерна которого встречаются в лимоните. Лимонит-гётитовый агрегат выполняет промежутки между зернами, служит цементом в случае брекчиевых структур, а в пустотах образует скопления натёчной (коллоидной) структуры, где особенно четко видна многокомпонентность лимонит-гётитового агрегата, состоящего из большого количества разнородных компонентов.

На основании исследования структур магнетитовых руд мы приводим данную схему порядка выделения минералов, которая является предварительной и далеко не полной, так как она построена лишь для магнетитовых руд месторождения и на ограниченном фактическом ма-

териале. Эта схема дает лишь общее представление о магнетитовом оруденении и его отношении с золотооруденением (рис. 1).

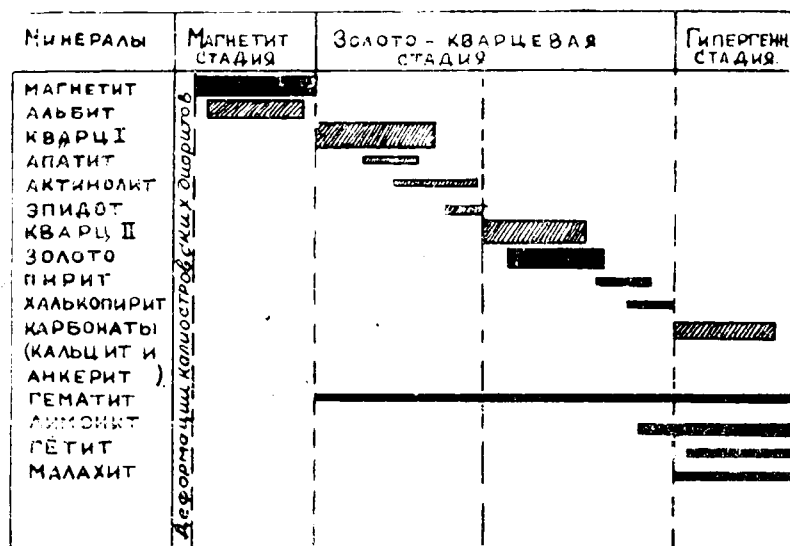


Рис. 1.

Выделены три эпохи, характеризующие образование магнетитовых руд. Первая эпоха—развитие тектонических процессов в калиостровских диоритах, подготовивших пути для циркуляции рудоносных растворов. Вторая эпоха (гидротермальная) знаменуется появлением таких минералов, как олигоклаз-альбит, магнетит, актинолит (магнетитовая стадия). Надо заметить, что гранат не встречен нами в магнетитовых рудах и не отражен на нашей схеме. Затем после новых тектонических нарушений руд появляются растворы, отлагающие кварц, эпидот, золото, позже немного пирита и халькопирита (золото-кварцевая стадия). С золото-кварцевой стадией связано начало интенсивной метаморфизации магнетита с развитием процессов растворения, рекристаллизации и окисления. В третью эпоху развиваются окислительные процессы, появляются минералы группы гидроокислов и продолжаются поздние тектонические напряжения.

В заключение можно отметить, что Коммунарковское своеобразное кварцевое золотоносное оруденение, проявившееся в виде кварцевых жил, штокерков и тонкой импреньяции золотом разных пород, как-то: диоритов, эпидозитов, кремнистых пород, оказалось развитым и в Калиостровском рудном участке. Здесь также развиты кварцевые золотоносные жилы (Сактычульская, Лыткинская, Августовская), полоса золотоносного окварцевания пород (Северная, Августовская линзы) и, кроме того, прокварцованные и импреньированные золотом магнетитовые руды. Таким образом, золотоносность магнетитовых руд Калиостровского участка генетически связана с Коммунарковским золотооруденением.

Порфировидные диориты, благоприятные вмещающие породы для Коммунарковского золотооруденения, продолжают к югу, в частности к участку магнетитового оруденения. Наличие в рудах магнетитовых залежей окварцевания и таких минералов, как звездчатый хлорит, игольчатый актинолит, еще больше сближают рудоносность Калиостровского месторождения с Коммунаром.

Проявление в Калиостровском участке залежей магнетитовых руд, развитие скарнов обуславливают особенности геологии этого участка. Прямой связи магнетитовых руд со скарнами нет.

Изучение текстур, структур и минералов магнетитовых руд месторождения позволяет высказаться за гидротермальное происхождение магнетитов и наложение на них более позднего гидротермального кварцевого золотооруденения.

Магнетитовые залежи проходят преимущественно в авгитовых диоритах, реже в кварцевых альбитофирах, замещая эти породы, причем они находятся в соседстве с известняками.

ЛИТЕРАТУРА

1. Булытников А. Я. О месторождении железа в Чебаковском золотоносном районе Кузнецкого Алатау. Вестник ЗСГРУ, 1931.
2. Булытников А. Я. Сактычульский золоторудный участок и Калиостровское золотосодержащее железорудное месторождение. Материал. по геол. Зап. Сиб. края, вып. 1, 1933.
3. Булытников А. Я. Золоторудные формации и золотоносные провинции Алтае-Саянской горной системы. Тр. Томского госуниверситета, сер. геол., том 102, Томск, 1948.
4. Григорьев Д. П. Онтогенез минералов. Львов, 1961.
5. Гудков П. П. Рудник Богомдарованный. Изв. Томск. технолог. ин-та, 1910.
6. Калинин Д. И. «Подлунный голец» — база Большого Коммунара. Сбор. трудов золоторазведки, вып. 2, 1936.
7. Обручев В. А. Отчет о геологической экспертизе: 1) Богомдарованного месторождения, 2) группы приисков Марининских, СПб, 1911.
8. Обручев В. А. История геологических исследований Сибири, том 1—4, 1931—1934.
9. Руденко С. А. О способе и механизме образования кристаллов циркона в мариуполите. Зап. Всесоюз. мин. общ., ч. 86, вып. 4, 1957.
10. Усов М. А. Фазы и циклы тектогенеза. Зап. Сиб. края, Томск, 1936.
11. Эдельштейн Я. С. Отзыв о Калиостровском месторождении магнитного железняка близ рудника Богомдарованного Российского Золотого Общества в Ачинском уезде. Изв. Геолкома, т. 33, 1914.

ТРУДЫ
ТОМСКОГО ГОСУДАРСТВЕННОГО УНИВЕРСИТЕТА
имени В. В. КУЙБЫШЕВА

Том 164

Серия геологическая

**ХАРАКТЕР ПЕРВИЧНЫХ И НАЛОЖЕННЫХ СТРУКТУР
ГРАНИТОВ В РАЙОНЕ ВЫХОДА РАДИОАКТИВНЫХ ТЕРМ
КУРОРТА «БЕЛОКУРИХА»**

И. И. ЗАБОЛОТНИКОВА

Летом 1957 г. отрядом, в составе которого находился автор данной статьи, проводилась структурная съемка Белокурихинского массива в целом и участка курорта «Белокуриха» в частности. Съёмочные работы проводились под руководством и при непосредственном участии научного сотрудника ЗСФАН СССР (Сибирская Академия Наук СССР) Г. А. Чернова.

В основу данной статьи были положены как результаты полевых наблюдений на участке, так и данные петрографических наблюдений в камеральный период.

В геологическом строении окрестностей курорта «Белокуриха» (фиг. 1) принимают участие красные и серые порфировидные граниты. Кроме того, заметное развитие на участке имеют дайковые породы — пегматиты и аплиты, генетически связанные с гранитами. Наконец, в южной части планшета выступают остатки кровли интрузива, возможно, крупные ксенолиты, которые представлены ороговикованными гранодиоритогнейсами.

Собственно говоря, красные граниты не являются каким-то обособленным от всего белокурихинского массива порфировидных гранитов телом, что отмечалось и предыдущими исследователями [1, 2]. По макро- и микроструктуре, минералогическому составу в наименее измененных участках они представляют собой те же граниты; их (красных гранитов) развитие тяготеет к определенной зоне, а именно участку проявления радиоактивных гидротерм курорта «Белокуриха». Они подвергаются интенсивному тектоническому раздроблению и местами воздействию гидротермальных растворов.

Ниже приводится краткое сравнительное описание красного и серого порфировидных гранитов. Образец красного гранита взят из обнажения Б-10, выступающего в правом борту рч. Белокуриха у устья кл. Татарского. Образец серого гранита взят из обнажения 45 по правому склону рч. Б. Белокуриха, за пределами зоны развития красных гранитов.

Макроскопически и тот и другой граниты характеризуются резко выраженной порфировидной структурой со среднезернистым строением основной массы. Порфировидные выделения сложены призматически

вытянутыми кристаллами розового микроклина. Макроскопически отчетливо различимы простые двойники этого минерала. Габитус кристаллов обусловлен развитием граней (010) и (001). Окраска микроклина интенсивно розовая у красных гранитов, у серых обычно розовато-серая, сероватая. В основной массе макроскопически различимы кварц, калиевый полевой шпат, плагиоклаз и биотит. Последний в красных гранитах интенсивно хлоритизирован или даже совершенно замещен хлоритом.

В шлифе порфировидные выделения микроклина обнаруживают пертитовое строение. Причем нередко альбит пертитовых вростков четко сдвойникован. Показатели преломления микроклина красного и серого гранита совпадают и равны: $N_g = 1,525, -1,526$; $N_m = 1,521 - 1,522$; $N_p = 1,517 - 1,519$; $N_g - N_p = 0,008 - 0,007$; $2V = 82 - 88^\circ$ (фото 1). Кроме того, в микроклине содержится значительное количество включений слабозонарного плагиоклаза, кварца, хлорита (в красных гранитах), хлоритизированного биотита (в серых), изредка включения сфена. Структура основной массы гипидиоморфно-зернистая, с переменным идиоморфизмом кварца и микроклина у серых гранитов, гранитовая у красных. Плагиоклаз в тех и других гранитах идиоморфнее кварца и микроклина.

Различным для красных и серых гранитов является характер разложенности минералов. Уже было отмечено интенсивное замещение биотита хлоритом с выделением окислов железа в красном граните и слабая хлоритизация биотита в сером.

Также изменены и полевые шпаты, особенно плагиоклазы, которые интенсивно замещены серицитом и пелитом в красном граните, слабее в сером.

Перейдем теперь непосредственно к описанию структурных элементов, проявляющихся в теле гранитов окрестностей курорта «Белокуриха». В гранитах наблюдаются как элементы прототектоники, так и элементы наложенной тектоники. Следует отметить, что и те и другие распределяются довольно неравномерно.

Повсеместным распространением и в красных и в серых гранитах характеризуется *штрекунг*, проявляющийся в закономерной ориентировке порфировидных выделений микроклина и очень редко в плоскостной ориентировке листочков биотита. Штрекунг, или текстуры течения, широко распространен в коренных обнажениях красного порфировидного гранита, протягивающихся прерывистой полосой по правому склону кл. Татарского. Здесь, в обнажениях, вскрытых прямолинейными рывтинами и оврагами, наблюдается замечательное однообразие в ориентировке призм микроклина: повторяются азимуты погружения $190^\circ, 195^\circ, 200^\circ$ с углами погружения 15° . В единичных случаях направление ориентировки отклоняется до 175° и 205° .

Несколько иная картина наблюдается на восточном склоне Церковной гряды. Ориентировка призм микроклина, достигающих местами в длину 4—6 см, довольно разнообразная: $10^\circ, 100^\circ, 210^\circ, 170^\circ, 130^\circ, 190^\circ$. По-видимому, это можно объяснить тем, что красные граниты восточного склона Церковной гряды интенсивно катаклазированы, нарушены в своем первичном залегании или носят локальный характер. Нам кажется, что при оценке общего направления первичной полосчатости данные замеры не следует принимать во внимание.

Характер штрекунга в серых порфировидных гранитах приблизительно тот же, хотя иногда южное погружение микроклина меняется на северное, но с пологими углами наклона: $30^\circ \angle 5^\circ, 355^\circ \angle 20^\circ, 15^\circ$.

Несколько слов о ксенолитах. Ксенолиты встречаются в гранитах окрестностей курорта «Белокуриха» сравнительно редко. Это обычно

округлые, овальные, несколько сплюснутые образования состава микродиорита. Ориентировка в их расположении не определена. Только в одном случае на водоразделе кл. Кудрявцева и рч. Б. Белокуриха (обн. А-182) были встречены овальные ксенолиты (до 15—20 см по длинной оси), ориентировка которых совершенно согласна с ориентировкой микроклина, простираение 30° .

Наконец, говоря о текстурах течения, необходимо отметить, что серые порфировидные граниты на водоразделе кл. Кудрявцева и рч. Б. Белокуриха вблизи контакта с гранодиорито-гнейсами (остатками кровли) приобретают гнейсовидную текстуру. Гнейсовидность проявляется в ориентированном расположении светлоокрашенных минералов — полевых шпатов, кварца, в меньшей степени биотита. Направление гнейсовидности соответствует ориентировке порфировидных выделений микроклина и ксенолитов. Характерно, что на местности гнейсовидность не сразу проявляется отчетливо различной макроскопически. Сначала она как бы потенциально проявляется в системе трещин, разбивающих породу. Она незаметна простым глазом, но наличие ее обусловило появление именно одной системы прототектонических трещин. В поле отчетливо прослеживается смена обнажений с двумя и тремя основными системами трещин обнажениями с одной системой трещин, а эти по мере приближения к контакту с останками кровли сменяются гнейсовидными гранитами с той же системой трещин. Здесь налицо глубокая внутренняя связь прототектонических элементов течения с прототектоническими трещинами. Ниже приводится характеристика последних.

Система продольных трещин. Эти трещины очень характерны для района, подчеркивая направление первичной полосчатости (штрекунга) гранитов. Большинство замеров этих трещин показывает направление $190\text{--}200^\circ$, реже простираение их меняется до 175° и 205° . в единичных случаях $165\text{--}170^\circ$ и 210° . Трещины крутонаклонные с углами падения редко меньше 70° , обычно падающих на северо-запад, изредка на юго-восток.

Продольные трещины резко проявляются на местности даже в зоне красных гранитов, где прототектоника часто значительно затушевывается наложенными тектоническими процессами. Так, по правому склону кл. Татарского трещины этой системы прослеживаются по простираению на сто и больше метров в виде провальных суффозионных оврагов, прямолинейность которых обусловлена именно тем, что дно их проходит по продольной прототектонической трещине. На поверхности эти трещины обычно зияющие. В зоне красных гранитов к ним иногда приурочены дайки аплитов. В серых гранитах таких даек не наблюдалось. В поле серых гранитов продольные трещины также отчетливы, особенно на водоразделе рч. Белокурихи и кл. Кудрявцева, где эта система становится доминирующей, подчеркивая прототектоническую гнейсовидность серых порфировидных гранитов; они наблюдаются в том же районе по левому склону рч. Б. Белокурихи, где системы продольных, поперечных и иногда пластовых трещин удивительно выдерживаются по характеру залегания и разбивают обнажения гранитов на параллелепipedальные блоки.

Поперечные трещины. Как и продольные, эти трещины обычно крутопадающие, почти вертикальные. Они секут направление первичной полосчатости. Простираение их близко к широтному, изменяясь от 85 до 115° . Характерны углы падения не менее 65° , обычно $70\text{--}80^\circ$; реже падение вертикальное. Падение трещин преимущественно на СВ, редко на ЮЗ. В зоне красных гранитов к ним изредка приурочены дайки пег-

матитов, а в единичных случаях дайки аплитов. На местности эти трещины выражены слабее, чем продольные, и по отношению к последним поперечные трещины играют подчиненную роль. Наблюдались они по правому и левому борту рч. Белокурихи в районе 6-ой дачи, изредка по правому склону кл. Татарского.

Для пластовых трещин характерна крайняя невыдержанность простираний, что обусловлено их пологим падением. Углы падения этих трещин не превышают $20-30^\circ$. Трещины эти обычно слабо открыты, изредка заполняются тонкими жилками кварца, кварца с гематитом, кварца с эпидотом или маломощными дайками пегматита. Эти трещины в зоне красных гранитов трудно отличимы от более поздних тектонических отчасти из-за неопределенного характера простирания пологих трещин, а главным образом, из-за того, что тектонические трещины часто повторяют направление прототектонических.

Диагональные трещины, в силу их образования под влиянием тектонических подвижек и в силу того, что их направление не подчиняется характеру прототектонических структур, следует относить ко вторичным, связанным с явлениями деформации интрузива после того, как интрузив был сформирован в определенное геологическое тело. Эти трещины обладают двумя направлениями простираний: северо-восточным и северо-западным — и подчинены основным тектоническим зонам дробления. Характер этих трещин и состав прожилков, заполняющих их, будут рассматриваться совместно с основными тектоническими зонами.

Нам кажется уместным коротко остановиться здесь на анализе трещинной тектоники, приведенной в работе Комарова И. П. [1]. Последний, подходя чисто механистически к анализу данных трещинной тектоники, делает вывод о наличии 4-х систем трещин в районе. Непонятно, на основании чего И. П. Комаров ту или иную, выделенную им систему трещин относит к определенному типу. Он выделяет следующие системы:

1. Трещины с простиранием $295-333^\circ$. К ним приурочены последующие передвижки в гранитах, ярко выраженные в зеркалах скольжения по Татарскому ключу. Это продольные трещины (S).

2. Трещины с простиранием $0-20^\circ$. Открытые, им подчинено наибольшее количество мощных жил и даек аплита. Диагональные трещины.

3. Вертикальные и крутонаклонные трещины, простирающиеся по азимутам $30-58^\circ$. Поперечные трещины (K).

4. Трещины с простиранием $270-293^\circ$. Диагональные трещины.

Наши замечания по поводу этих четырех групп трещин сводятся к следующему.

Во-первых, при отнесении той или иной трещины в определенную группу Комаров И. П. учитывает только ее простирание. Угол наклона, направление падения, характер самой трещины при этом во внимание не принимались. В одну группу с любой из четырех систем могут попасть, помимо прототектонических трещин, более поздние тектонические трещины, появление которых обычно не связано с внутренним строением интрузива, а вызвано внешним воздействием на интрузив.

Во-вторых, не выделены пластовые трещины. Последние, обладая пологими углами падения, обычно характеризуются разнообразными направлениями простирания. Особенно это характерно для интрузивов со складчатым строением. По классификации И. П. Комарова трещины этой системы попадают в любую из четырех его групп.

В-третьих, при определении характера, типа той или иной системы трещин не принимается во внимание внутреннее строение тела гранитов. Направления систем трещин не увязаны с направлением штрекунга.

В результате продольные трещины Комарова ($295-333^\circ$) секут направление первичной полосчатости ($10-20^\circ$). Диагональные трещины Комарова, согласно данным, оказываются продольными и поперечными.

Таким образом, направление продольных прототектонических элементов структуры порфировидных гранитов в окрестностях курорта «Белокуриха» является северо-восточным, близким к меридиональному. Поперечные прототектонические элементы приурочены к юго-восточному направлению, близкому к широтному.

Результатом процессов поздней тектоники явилась зона красного порфировидного гранита, северная часть которой скрыта от наблюдений под мощными наносами. Границей, отделяющей обнаженную часть зоны, является «фас» Алтая, по которому проходит разлом широтного направления, выделенный В. А. Обручевым [3]. За пределами зоны красных гранитов проявления процессов поздней тектоники в пределах карты не отмечается.

Особенно четко в зоне проявляются несколько сравнительно крупных разломов и зон дробления двух направлений: северо-восточного и северо-западного.

1. Тектонические зоны северо-восточного направления

Этих зон две: а) Церковная и б) Белокурихинская.

а) Церковная зона

Эта зона проходит вдоль юго-восточного склона Церковной гривы, простираясь по направлению $40-50^\circ$. Падение на юго-восток под углом до 60° . Зона неоднородна по составу, включает в себя породы всех степеней дислокационного изменения, начиная от катаклазированного красного гранита, кончая милонитами и глинистоподобными неполяризуемыми под микроскопом проблематическими образованиями. Кроме того, эти породы в отдельных участках подвергались пропитыванию окислами железа и неоднократному окварцеванию.

Петрографическое исследование пород показало, что раздробление их происходило в несколько этапов, в промежутках между которыми они вновь цементировались. Причем, очевидно, повторные этапы раздробления захватывали, главным образом, те же участки, те же направления, что и предыдущие. Последний этап раздробления закончился окварцеванием пород зоны. Кварц в этих породах характеризуется оскольчатый облик, но угасание только волнистое. Более ранние этапы катаклаза сопровождалась внедрением мелкозернистого аплитовидного гранита, покрытого по трещинам щеткой кристаллов кварца такого же типа.

По характеру проявления гидротермальных растворов Церковная зона сходна с Белокурихинской.

Остановимся на описании разновидностей пород Церковной зоны дробления.

Катаклазированный порфировидный гранит макроскопически темного вишнево-красного цвета порфировидной структуры со среднезернистой основной массой. В составе пород наблюдаются калиевый полевой шпат, кварц, небольшое количество хлорита. Порода развальцована, пересечена системой тонких трещинок, по которым окрашивается окислами железа.

В шлифе обнаруживает катакластическую, участками цементную структуру. Минералы, слагающие породу, — кварц, серицитизированный плагиоклаз, пелитизированный микроклин, биотит, нацело замещенный хлоритом с выделениями магнетита и окислов железа, редкие раздроб-

ленные кристаллики сфена — несут на себе следы катаклаза, особенно четкие для кварца и хлорита: облачное угасание, изогнутые пластинки, смещение двойников у плагиоклаза. Порода пересечена трещинками, заполненными тонко раздробленным агрегатом кварца и полевых шпатов и окрашенными вишневыми охрами и окислами железа (фото 2).

Следующая стадия дислокационного изменения пород представлена к а т а к л а з и т а м и. Макроскопически это породы вишнево-красного цвета, с явными следами раздробления. На фоне вишневой тонкораздробленной плотной массы выделяются зерна светло-серого кварца (размерами до 0,5 см), иногда раздробленные зерна полевых шпатов, темными пятнами выделяются включения хлорита. В шлифе катаклазиты обнаруживают катакластическую цементную структуру. Порфиорокласты обычно представлены крупными раздробленными зернами кварца, серицитизированного плагиоклаза и пелитизированного микроклина, часто с мозаичным строением, но сохраняющими в той или иной степени первоначальную конфигурацию. Более мелкозернистая основная масса превращена в тонкораздробленный агрегат кварца, полевых шпатов и скоплений хлорита, образующего псевдоморфозы по биотиту. (фото 3). Для катаклазитов характерно окрашивание окислами железа. Кроме того, по трещинкам, разбивающим порфиорокласты, откладывается вторичный кварц. Окварцевание пород развито слабо.

Милониты — это породы белесой, грязно-серой, иногда розовой окраски, обычно неразличимо зернистого строения с редкими раздробленными обломками кварца. В шлифе структура этих пород милонитовая. Наблюдаются рассеянные, очень мелкие остроугольные обломки кварца, изредка плагиоклаза и микроклина, иногда участки тонкораздробленных зерен этих минералов. Они погружены в слабополяризующую, тонко перетертую глинистоподобную массу с примесью тончайших обломочков кварца (фото 4).

В милонитах иногда встречаются заливообразные участки, заполненные плотной глинистой массой белесой окраски. В шлифе они не поляризуют и лишены даже слабого мерцания тонкоперетертой милонитовой массы. Вероятнее всего, эти проблематические образования представляют собой результат разрушения микроклина.

М и л о н и т о в ы е б р е к ч и и. Для этих пород характерно проявление нескольких этапов дроблений. Макроскопически породы вишневой, несколько пятнистой окраски. Текстура обычно пористая. У некоторых разновидностей уже макроскопически хорошо различимо брекчиевое строение. Причем обломки сами представлены милонитами, нередко второй степени (второго этапа раздробления). Характерна форма обломков: обычно не остроугольная, а смягченная со сглаженными очертаниями. Цемент типа контактового, иногда коркового, сложен кварцем. Характер цемента обуславливает пористость породы. В других разновидностях милонитовых брекчий такое макробрекчиевое строение проявляется не так отчетливо. Наблюдаются тонкие извилистые трещинообразные пустотки, стенки которых также покрыты тончайшей щеткой кварца и окрашены железистыми охрами.

В шлифе обломки обнаруживают милонитовую структуру. Сохраняются реликты кварца с резким облачным погасанием, иногда мозаичным строением, кроме того, участки концентрации плотного, почти неполяризующего глинистого вещества, соответствующие, очевидно, участкам полевых шпатов. Реликты сцементированы тонко перетертым агрегатом кварца, полевых шпатов. Цемент пропитан красно-бурыми железистыми окислами; неравномерное распределение последних по породе указывает на то, что дробление породы происходило по крайней мере в два этапа.

Исходная порода была раздроблена до состояния милонита, затем уплотнена, сцементирована, после этого опять раздроблена; причем второй этап раздробления сопровождался проникновением в породу гидрокислов железа, не проникших в плотные обломки милонитов первого этапа.

Помимо ожелезнения пород, дробление, по всей вероятности, на последних стадиях сопровождалось внедрением в граниты аплитовидных гранитов и окварцеванием как первых, так и вторых, по путям, положенным тектоническим дроблением. Причем внедрение аллитов сопровождалось или, может быть, несколько предшествовало окварцеванию. Чтобы не быть голословной в утверждении, что процесс внедрения аплитовидного гранита происходил в период дробления и, возможно, предшествовал окварцеванию, приведем макро- и микрописание мелкозернистого аплитовидного гранита.

Катаклазированный аплитовидный гранит — порода яркой розовой окраски, мелкозернистой структуры, однородной текстуры. Проявляется слабая тенденция к образованию порфировидных выделений калиевого полевого шпата. По ровным плоскостям тонких трещин развиты тонкие щетки прозрачного белого кварца. В шлифе порода характеризуется несколько неравнозернистой структурой с аллотриоморфными очертаниями зерен. В составе породы наблюдаются следующие минералы: микроклин в виде несколько вытянутых катаклазированных зерен с пертитовыми вростками и двойниковой решеткой, проявляющейся в отдельных участках зерна, иногда в микропегматитовом срастании с кварцем, слабо пелитизирован; кварц с облачным и мозаичным погасанием, кислый плагиоклаз с углом симметричного погасания $10-12^\circ$ раздроблен, обнаруживает изгибание двойниковых полосок, покрыт рассеянной пылью серицита; хлорит, заместивший биотит, присутствует в незначительном количестве; из аксессуарных — сфен образует раздробленные кристаллики, обычно приурочен к трещинкам, пересекающим породу. Трещины заполнены тонко раздробленным материалом породы.

Доказательством того, что окварцевание пород происходило позже внедрения аплитов и что оно проявилось именно в конце тектонической деятельности, служит также тот факт, что вторичный кварц слабо катаклазирован. В участках наибольшего окварцевания катаклазированные и милонитизированные граниты постепенно переходят в кварцитоподобные породы. Макроскопически они белого, серовато-белого цвета с редкими реликтами катаклазированных зерен кварца и полевых шпатов. В шлифе реликты раздроблены, полевые шпаты интенсивно замещаются серицитом и пелитом. Порода в основном сложена свежим чистым кварцем со слабым волнистым погасанием. Зерна кварца приобретают облик остроугольных обломков, что дает основание говорить о том, что формирование кварца происходило в условиях деформации, но последняя была не настолько сильной, чтобы раздробить кварц в мозаичный агрегат.

Таким образом, видим, что Церковная зона и по составу и по характеру тектонических процессов, действию которых она обязана своим существованием, является сложной зоной, сформированной в несколько этапов тектонического дробления; при этом после каждого этапа состав и строение ее усложнялись. Если принять во внимание ее значительную мощность, которая в пределах юго-восточного склона Церковной гряды достигает больше 100 м (а возможно, мощность ее еще больше, так как северо-западный склон Церковной гряды не доступен наблюдению из-за мощных наносов). Если далее учесть ее падение под курорт «Белокуриха», то можно полагать, что основные действующие скважины II-K, III-K,

колодцы «Змеиный», 1, 2, 3, 4 вскрывают именно эту зону, и ее следует считать основной зоной в структуре месторождения гидротермальных источников курорта «Белокуриха».

б) Белокурихинская зона

Эта зона прослеживается вдоль правого борта долины рч. Белокурихи от Змеиног колодца до устья кл. Татарского. Направление зоны как Церковной, так и Белокурихинской, определяется направлением зоннок рассланцовки гранитов, милонитизации и направлением сопутствующих им трещин, обычно выполненных поздними продуктами деятельности магматического очага: аплитовидными гранитами, кварцем и эпидотом. Последний отмечался вместе с кварцем в редких прожилках, наблюдавшихся в поле.

В Белокурихинской зоне наиболее характерным является выполнение трещин аплитом, кварцем, пластинчатым кальцитом, кое-где эпидотом. Форма проявления аплита в Белокурихинской зоне более отчетливая, более определенная, чем в Церковной. Здесь аплиты образуют пологие дайки, одна из которых вскрыта канавой против ванного корпуса. Элементы залегания аплитовой дайки: простирание 60° , падение 35° на ЮВ. Кварцевые, кварцево-гематитовые прожилки и, наконец, окрашивание окислами железа — все это приурочено к трещинам северо-восточного простирания, изменяющегося в пределах $45-70^\circ$, с углами падения на ЮВ $25-50^\circ$. Наконец, кальцит в обнажениях приурочен к трещинам того же простирания, но с более пологим падением $10-15^\circ$ на ЮВ.

В целом положение зоны можно определить следующим образом: простирание северо-восточное, падение пологое на юго-восток.

Дислокационные изменения пород проявляются слабее, чем в Церковной зоне и часто затушеваны перекристаллизацией раздробленных пород. Особенно четко перекристаллизация проявляется в тонко раздробленных породах. Эти два обстоятельства дают основание полагать, что породы Белокурихинской зоны вступили в стадию раздробления позднее, чем породы Церковной зоны. И можно предполагать, что милониты Белокурихинской зоны к моменту внедрения аплитов находились в состоянии слабой цементированности, что обусловило максимум химической активности составляющих их тонких частичек, образовавшихся при раздроблении. Милониты Церковной зоны такой химической активностью не обладали. А может быть, на перекристаллизацию милонитов Белокурихинской зоны оказала влияние близость к ним внедрявшихся аплитов. Скорее всего, при решении вопроса о характере перекристаллизации нужно учитывать оба фактора.

Подтвердим вышесказанное фактическим материалом.

К а т а к л а з и р о в а н н ы й п о р ф и р о в и д н ы й г р а н и т, взятый из Белокурихинской зоны, макроскопически мало отличается от катаклазированного гранита Церковной зоны. Он более монолитный, менее раздроблен, макроструктура почти полностью соответствует структуре ненарушенного гранита. Признаками изменения являются интенсивно красная окраска и полное замещение биотита хлоритом.

В шлифе различия гранитов двух зон проявляются вполне отчетливо. Структура катакlastическая, но без признаков цементной, мелко раздробленной. Отчетливо проявляется порфировидная структура с гранитовой основной массой. Катаклиз проявился в сильном облачном погасании кварца, изгибании пластинок хлорита, в нарушении структуры полевых шпатов (фото 5). Сфен, как правило, почти не раздроблен, образует правильные ромбовидные кристаллики. Полевые шпаты пересекают

ся трещинками, по которым развивается эпидот. Вместе с мусковитом эпидот иногда покрывает участки плагиоклаза, прилегающие к трещинкам. Иногда трещинки, пересекающие породу, окрашены гидроокислами железа. Окварцевание этих пород идет только по трещинкам. Причем кварц, в наиболее крупных трещинках, носит такой же осколочный характер, как и в кварцитоподобных породах Церковной зоны.

Серицитизированный милонит. Макроскопически это — порода серого с зеленоватым оттенком цвета, плотной массивной текстуры. В виде пятен выделяются включения желтовато-зеленого эпидота, реликты зерен кварца и полевых шпатов.

В шлифе порода обнаруживает бластокатакlastическую (бласто-милонитовую) структуру. После измельчения и перетирания порода подверглась перекристаллизации, в результате которой она приобрела гранолепидобластовую, местами лепидобластовую структуру, обусловленную наличием мелких зерен полевых шпатов и кварца (реликтов образовавшихся при катаклазе более крупных обломков, чем перетертая основная масса) и обильным содержанием тонкочешуйчатого серицита с примесью хлорита (фото 6). Порфирокласты кварца и полевых шпатов характеризуются мозаичным строением, пересечены тонкими трещинками, заполненными серицитом. Сфен превращен в лейкоксен. Кроме того, в общей массе породы наблюдается рассеянная вкрапленность эпидота и тонкораспыленного магнетита. Последний иногда дает скопления.

В переходных участках от серицитизированного милонита к катаклазированному граниту в последних наблюдается обогащение наиболее раздробленных частей породы серицитом, хлоритом и эпидотом. Сфен здесь еще не превращен в лейкоксен, но он катаклазирован, обладает волнистым угасанием, приобретает вытянутую веретенообразную форму. Такие раздробленные участки обычно локализуются в местах сближения крупных зерен кварца и полевых шпатов. По плагиоклазу при этом вдоль раздробленных участков интенсивно развивается слабоокрашенный эпидот.

И, наконец, в Белокурихинской зоне встречаются весьма своеобразные породы, которые скорее всего можно было бы назвать перекристаллизованными катаклазитами (возможно милонитами). Макроструктура порфиробластовая (порфировидная). Порфиробласты сложены призматическими кристаллами калиевого полевого шпата (размеры до 2,5 см). Основная масса темно-зеленого цвета, содержит в составе хлорит, тонкочешуйчатый мусковит. Калиевый полевой шпат содержит большое количество включений хлорита. Нередко у выветрелой поверхности хлорит выщерблен и калиевый полевой шпат приобретает пористое строение. Поры окрашены бурыми окислами железа.

В шлифе порфиробласты (бластпорфиры) сложены микроклипертитом, интенсивно пелитизированным. Основная масса характеризуется лепидогранобластовой структурой, сложена совершенно свежим плагиоклазом с углом симметричного угасания 13—14°, кварцем, хлоритом, тонкопластинчатым мусковитом и сфеном. Хлорит и мусковит образуют чешуйчатые скопления и радиально лучистые агрегаты в промежутках между кварцем и полевыми шпатами. Характерно, что сфен образует в этих породах ксеноморфные зерна, огибаая зерна кварца и плагиоклаза. Это также подтверждает процесс перекристаллизации.

На гриве, протягивающейся вдоль кл. Татарского по правому его борту, канавой подсечена еще одна зона северо-восточного простирания 40—50° с углом падения на ЮВ 25—35°.

Характер зоны хорошо демонстрируется восточной стенкой канавы. У южного конца канавы стенка и пол канавы сложены слабо порфировидным гранитом. Последний пересекается кварцевым прожилком, вдоль которого гранит эпидотизирован и окварцован. Эпидотизация явно предшествует окварцеванию. Направление зонки: простирание 50° , падение на ЮВ $\angle 35^\circ$. В шлифе эпидот пронизывает породу по тончайшим трещинкам и располагается по зальбандам кварцевого прожилка. Кварцу сопутствует пренит в небольшом количестве.

Затем гранит сменяется интенсивно каолинизированным гранитом, и на расстоянии 2—5 м от южного конца канавы его пересекает зона милонита: простирание 40° , падение на ЮВ 25° .

Макроскопически милонит светлой сероватой окраски, довольно плотный; в центральной части зоны он рыхлый каолинизированный, с включениями зерен кварца, калиевого полевого шпата. Мощность зоны милонитов 1,5—1,8 м. Макроскопически они аналогичны милонитам Церковной зоны.

Далее в стенке канавы наблюдаем развальцованный красный порфировидный гранит, пересеченный тонкими кварцевыми прожилками, залегание которых в целом подчиняется залеганию зоны милонитов с несколькими изменчивыми углами падения.

В целом эта зона повторяет направление Белокурихинской зоны, но положение ее характеризуется более высокими гипсометрическими отметками.

II. Зоны северо-западного направления

Представлены, главным образом, двумя зонами: а) Верхней Татарской (следовало бы называть второй Верхней Татарской) и б) Нижней Татарской.

а) Верхняя Татарская зона

Эта зона вскрыта 4 и 5 канавами на Татарской гриве и на северном склоне Татарской гривы. Положение и направление зоны определяется: замерах элементов залегания зоны милонитов, зонк каолинизаций и рассланцовки гранитов в канавах.

Простирание зоны 120° — 140° , падение вертикальное или очень крутое на ЮЗ.

По петрографическому составу зона неоднородна, как и предыдущие зоны. И в 5 и в 4 канавах порфировидный красный гранит сменяется рассланцованным гранитом с прерывистыми каолинизированными зонками. Затем идет полоса раздробленного уплотненного окварцованного гранита, который постепенно переходит в милониты.

Для зоны этих пород особенно характерно проявление дополнительных элементов нарушения, проявляющихся как главные в других зонах. Например, наблюдается структурный элювий красного гранита, пересеченного пологими трещинами скольжения. Некоторое отклонение от общего направления зоны имеет рассланцовка гранита в некоторых местах: в канаве 4 простирание зоны 140° , простирание рассланцовки иногда 110° . Особенно резко это проявляется в 5 канаве. Простирание зоны здесь 120° . Простирание подчиненной зоны окварцованного каолинизированного гранита 105° с падением на ЮЗ под 50° — 55° . Наиболее беспорядочное простирание обнаруживают кварцевые прожилки. Направление их изменяется от направления первой Верхней Татарской зоны до направления второй Верхней Татарской зоны. Углы падения различны.

Следует подчеркнуть, что вторая Верхняя Татарская зона сечет все подчиненные ей дополнительные зонки. Это может служить одним из доказательств того, что эта зона является наиболее молодой.

Милониты Верхней Татарской зоны — это обычно очень светлые, иногда белые породы, плотные, окварцеванные. Макроскопически обычно заметны реликты зерен кварца, розового калиевого полевого шпата; по мере приближения к милонитизированным гранитам встречаются раздробленные реликты породы. Окварцевание пород обычно проявляется по трещинкам в виде тонкозернистых щеток прозрачного кварца. Изредка по трещинкам откладываются дендриты окислов железа. Окраску милонитов последние не меняют, как это наблюдалось в породах Церковной зоны. В шлифах милониты обнаруживают порфиорокlastическую структуру с милонитовым цементом, представленным тонкоперетертым агрегатом кварца, полевых шпатов. Цемент обычно пропылен глинистым каолиновым веществом и тонко окварцован (фото 7). Из вторичных минералов, помимо кварца, наблюдается редкая вкрапленность эпидота и пренита.

Характерно наличие в милонитах тонких трещинок притирания, заполненных наиболее тонко перетертым материалом.

К а т а к л а з и т ы — макроскопически это среднезернистые розовые граниты, пересеченные прожилками милонитов белесой светлой окраски.

В шлифе они характеризуются катакlastической брекчиевидной структурой. При катаклазе порода была разбита на угловатые обломки, сцементированные тонкораздробленным агрегатом кварца, микроклина, плагиоклаза. Изредка встречаются редкие чешуйки хлорита.

б) Нижняя Татарская зона

Эта зона протягивается прерывистой полосой вдоль правого склона кл. Татарского. Зона маломощная, простираение ее в различных точках несколько варьирует: 120, 145, 155°. Падение вертикальное.

Для пород этой зоны характерно проявление смятия с локальным раздроблением, последующее окварцевание и слабая перекристаллизация с замещением раздробленной массы серицитом.

Наиболее характерной породой этой зоны является серитизированный, слабо хлоритизированный катаклазит гранита с прослоями ультрамилонита, иногда с прожилками кварца.

Макроскопически это — развальцованная порода состава гранита, неопределенной зеленовато-бурой, иногда пятнистой окраски. Довольно часто заметны реликты порфириковых выделений микроклина. Для породы характерна определенная ориентировка в расположении минералов, обусловленная милонитизацией породы. В массе породы различимы раздробленные и расплюснутые зерна кварца, иногда полевых шпатов, тонкие прерывистые полоски хлорита. Этому же направлению подчиняются прожилки кварца. В общем создается впечатление разнесованной полосчатой породы (фото 8).

В шлифе структура породы катакlastическая, иногда порфиорокlastическая. Порфиорокlastы сложены реликтами раздробленных зерен кварца, полевых шпатов. Основная ткань характеризуется катакlastической структурой, близкой к милонитовой.

Слабая перекристаллизация проявляется в пятнистом замещении основной ткани серицитом. Бластезу подверглись наиболее тонко раздробленные участки породы. Участки же с более крупными кlastическими элементами сохраняют кlastическую структуру. Причем по содержанию элементов кlastических и перекристаллизованных наблюдаются взаимные переходы от катакlastических участков к лепидобlastическим. Сфен, как правило, превращен в лейкоксен. Следует еще отметить, что вдоль кварцевых прожилков бластез наиболее явный. Структура здесь

лепидобластовая. Наблюдается замещение породы кварцем. Лейкоксен переходит в иголочки ильменита, ориентированные вдоль прожилка.

Порода пересечена тонкими трещинками, заполненными серицитом, хлоритом и эпидотом. Характерна грубая ориентировка трещин и многих катаклазированных зерен в одном направлении.

В некоторых образцах наблюдались тонкие прослои ультрамилонитов — тонко перетертая, почти не поляризующая масса с редкими включениями тонких обломочков кварца.

На местности Нижняя Татарская зона наблюдается в виде выступов плотных пород на фоне гранитной дресвы.

Помимо основных зон тектонического дробления, простирающихся на значительное расстояние, в поле красных гранитов можно наблюдать отдельные проявления второстепенных зон. Так, по правому склону кл. Кудрявцева наблюдались короткие зонки смятия, аналогичные Нижней Татарской зоне. Дополнительные зонки кл. Кудрявцева простираются по аз. 70° — 75° с крутыми падениями то на ЮВ, то на СЗ.

Далее, по склонам вдоль кл. Татарского и кл. Иванова в обнажениях наблюдаются сильно катаклазированные гнейсофицированные красные граниты. Обнажения перебиты трещинами с зеркалами скольжения и штрихами скольжения. При этом сеть трещин, разбивающих обнажение на косоугольные глыбки, иногда сгущается, переходя по сути дела в кливаж.

Итак, рассмотренный выше петрографический материал, а также структурные данные, приведенные при характеристике прототектоники и поздней тектоники, говорят о сложной тектонической жизни района. Собственно, данные о прототектонических элементах говорят за то, что формирование и кристаллизация гранитного расплава (в пределах планшета съемки 1:5000) проходили под давлением извне. На действие бокового давления указывает не только штрекунг гранитов, указывает также и тот факт, что серые биотитовые порфиоровидные граниты катаклазированы, хотя и в меньшей степени, чем красные хлоритизированные граниты. Катаклиз проявляется в облачном и мозаичном погасании кварца, сильной изогнутости пластинок биотита, иногда в изгибании двойниковых полосок плагиоклаза. Такого же типа катаклиз наблюдается и у красных гранитов, взятых на некотором отдалении от главных тектонических зон.

Анализ наложенной тектоники заставляет сделать следующие выводы: во-первых, наличие крутопадающих, почти вертикальных, тектонических зон, с одной стороны, и пологопадающей тектонической зоны, с другой стороны, говорят о том, что тектоника района обусловлена не только боковым давлением, давлением внешним. Во взаимодействии с ним находится давление внутреннее, очевидно, давление из магматического очага. Основное влияние на тектонику района оказало боковое давление, заложившее на первых этапах тектонической жизни района Церковную зону, затем Татарскую зону. Образование же пологой Белокурихинской зоны проходило при усилившемся давлении из магматического очага перед излиянием аплитов.

Во-вторых, характерно проявление сравнительно мощных зон тектонического дробления пород, иногда дробления неоднократного на ограниченной площади. Правда, доступна наблюдению только южная часть этой площади, северная же скрыта под наносами Бийской степи.

Во всяком случае широтная ось площади не превышает 4—5 км, по меридиональной же оси площадь доступна наблюдению не больше, чем на 1,5 км.

В-третьих, район курорта «Белокуриха» явился узлом тектоники всего интрузива. Здесь перекрещиваются крутопадающие тектонические зоны двух направлений, образуя сообщающиеся системы. Далее наличие нескольких зон, попарно почти параллельных, обусловило появление блоков, ограниченных этими зонами.

Все это приводит к предположению, что данный район представляет собой наиболее ослабленный, а в силу этого наиболее деятельный участок подводящего канала интрузива.

ЛИТЕРАТУРА

1. Комаров И. П., Геолого-петрографическое описание района выхода Белокурихинских радиоактивных терм. Материалы по геологии Зап. Сибири, № 7 (49), 1939 г.
2. Кучин М. И., Белокурихинские радиоактивные термы. Материалы по геологии Западной Сибири, № 8 (50), 1939 г.
3. Обручев В. А., Алтайские этюды. О тектонике Русского Алтая. Землеведение, 1915 г., кн. 3.
4. Усов М. А., Геологическое строение окрестностей курорта «Белокуриха» 1932 г.

ТРУДЫ
ТОМСКОГО ГОСУДАРСТВЕННОГО УНИВЕРСИТЕТА
имени В. В. КУЙБИШЕВА

Том 164

Серия геологическая

Г. С. КРАВЦОВ

**К ТЕОРИИ КОНТАКТОВОГО ТЕРМОМЕТАМОРФИЗМА
В ГОРНЫХ ПОРОДАХ**

Внедрение магматических расплавов в толщи осадочных горных пород приводит к глубоким изменениям как структуры и текстуры кровли, так и самих изверженных пород в приконтактной зоне, сопровождаясь частичной или полной перекристаллизацией горных пород вблизи контакта с образованием новых структур и новых минеральных форм. Кристаллизация магматических расплавов и перекристаллизация осадочных горных пород определяются давлениями и температурой в зоне контакта, при этом фактор давления является определяющим в непосредственной близости от зоны контакта, тогда как на удалении от нее решающим фактором является температура.

Процесс теплообмена между интрузией и вмещающими ее горными породами является нестационарным и его теоретическое исследование представляет значительный интерес при решении ряда геологических проблем. При этом наиболее интересным представляется решение задачи о теплообмене пластовой интрузии с вмещающими породами подошвы и кровли, так как случай очень мощной интрузии является частным предыдущего.

1. Постановка задачи

Положим, мощность пластовой интрузии безграничного простираения $2h$, мощность подстилающих ее пород будем считать бесконечно большой, а мощность пород кровли от поверхности земли до плоскости интрузии примем равной H . Пусть начальная температура кровли и подошвы, которые в дальнейшем мы будем считать однородными и изотропными с плотностью ρ_2 , коэффициентом теплопроводности k_2 и удельной теплоемкостью c_2 , равна Θ_2^0 , а температура однородной и изотропной интрузии с плотностью ρ_1 , коэффициентом теплопроводности k_1 и удельной теплоемкостью c_1 в момент мгновенного внедрения $t = 0$, равна Θ_1^0 .

Необходимо исследовать нестационарный процесс теплового взаимодействия интрузии и вмещающих ее горных пород, считая неизменной температуру поверхности земли Θ_2^0 и осевой плоскости инт-

рузии Θ_1^0 в ее средней части в течение длительного промежутка времени после внедрения. Последнее условие с известным приближением удовлетворяется, так как в пластовой интрузии длительное время циркулируют горячие термы, поддерживающие постоянный температурный режим в центре интрузии.

Нестационарный процесс охлаждения поверхности интрузии и прогрева кровли подчиняется уравнению Фурье:

$$\frac{\partial^2 \Theta}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \Theta}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \Theta}{\partial z^2} = \frac{c\sigma}{k} \frac{\partial \Theta}{\partial t} - \frac{Q}{k}, \quad (1)$$

где $\Theta(x, y, z, t)$ —температура любой точки среды в момент времени t ; σ , c и k —соответственно плотность, удельная теплоемкость и коэффициент теплопроводности среды, а Q —плотность источников тепла, распределенных внутри среды.

Выберем координатную систему $ZOXY$, расположив ось OZ по нормали к плоскости интрузии, а оси OX и OY произвольно в ее средней плоскости, как показано на рис. 1.

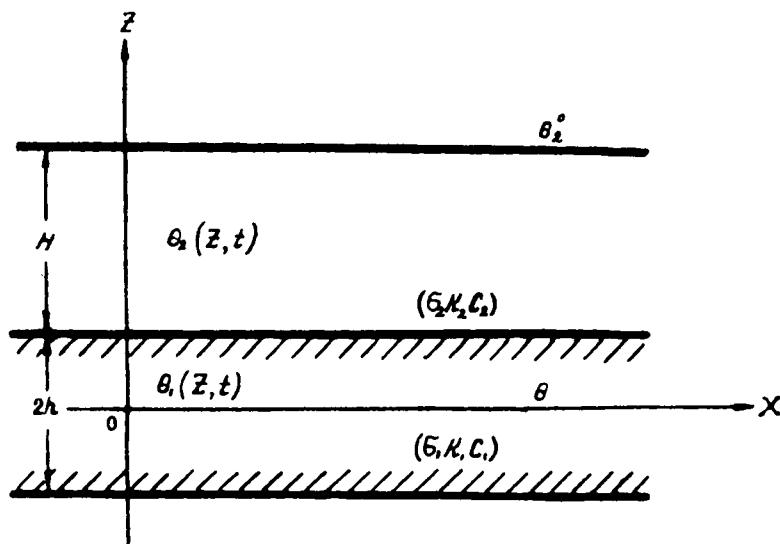


Рис. 1.

Если ограничиться случаем однородной и изотропной среды без притока тепла в процессе теплообмена, то

$$\frac{\partial^2 \Theta}{\partial x^2} = \frac{\partial^2 \Theta}{\partial y^2} = Q = 0$$

и уравнение (1) принимает более простой вид:

$$\frac{\partial \Theta}{\partial t} = a^2 \frac{\partial^2 \Theta}{\partial z^2}, \quad (2)$$

где $a^2 = \frac{k}{c\sigma}$.

Таким образом, для пластовой интрузии при $0 \leq z \leq h$:

$$\frac{\partial \Theta_1}{\partial t} = a_1^2 \frac{\partial^2 \Theta}{\partial z^2}, \quad (3)$$

а для подошвы и кровли осадочных пород при $h \leq z \leq h + H$:

$$\frac{\partial \Theta_2}{\partial t} = a_2^2 \frac{\partial^2 \Theta}{\partial z^2}. \quad (4)$$

Уравнения (4) и (3) должны удовлетворять начальным условиям

$$\Theta_1(z, t)|_{t=0} = \Theta_1^0 \quad (5)$$

$$\Theta_2(z, t)|_{t=0} = \Theta_2^0 \quad (6)$$

и граничным условиям в зоне контакта, на поверхности земли и в средней части интрузии

$$\Theta_1(z, t)|_{z=h} = \Theta_2(z, t)|_{z=h} \quad (7)$$

$$\left. \frac{\partial \Theta_1}{\partial z} \right|_{z=0} = 0 \quad (8)$$

$$\left. \frac{\partial \Theta_2}{\partial z} \right|_{z=h+H} = 0 \quad (9)$$

$$k_1 \left. \frac{\partial \Theta_1}{\partial z} \right|_{z=h} = k_2 \left. \frac{\partial \Theta_2}{\partial z} \right|_{z=h}. \quad (10)$$

При этом в силу симметрии процесс теплообмена интрузии с породами подошвы будет аналогичен процессу теплообмена с породами кровли, если $h \ll L$.

2. Основное решение

Для решения уравнений (3) и (4) воспользуемся наиболее общим методом математической физики—методом Фурье, в основе которого лежит принцип суперпозиции частных решений линейных однородных дифференциальных уравнений в частных производных. Пусть частным решением уравнения является функция

$$\Theta(z, t) = Z(z) \cdot T(t), \quad (11)$$

представляющая собой произведение двух других функций: Z с аргументом только z и T с аргументом только t . При этом функции $Z(z)$ и $T(t)$ при $-\infty < z < +\infty$ и $0 < t < \infty$ должны удовлетворять условиям Дирихле и не обращаться тождественно в 0.

В результате подстановки (11) в (2) получим:

$$a^2 T Z'' = T' Z,$$

откуда

$$\frac{Z''}{Z} = \frac{1}{a^2} \frac{T'}{T}. \quad (12)$$

Так как в левой части содержится функция только от z , а в правой

части функция только от t , то (12) может иметь место при условии равенства его некоторой постоянной $-\lambda^2$. Тогда

$$\begin{aligned} Z'' + \lambda^2 Z &= 0 \\ T' + a^2 \lambda^2 T &= 0. \end{aligned}$$

Общими интегралами этих уравнений, как известно, являются

$$\begin{aligned} Z &= A \cos \lambda z + B \sin \lambda z \\ T &= C e^{-\lambda^2 a^2 t}. \end{aligned}$$

Следовательно, частное решение (2) суть:

$$\Theta(z, t) = C(A \cos \lambda z + B \sin \lambda z) e^{-\lambda^2 a^2 t}$$

или, обозначив $AC = A'(\lambda)$ и $BC = B'(\lambda)$, получим

$$\Theta(z, t) = (A' \cos \lambda z + B' \sin \lambda z) e^{-\lambda^2 a^2 t}. \quad (13)$$

Непосредственная подстановка

$$\begin{aligned} \Theta_1(z, t) = & \left(A' \sin \frac{a_2}{a_1} \lambda (h - z) + \right. \\ & \left. + B' \sin \frac{a_2}{a_1} \lambda z \right) e^{-\lambda^2 a_2^2 t}, \text{ когда } (0 < z < h), \end{aligned} \quad (14)$$

$$\Theta_2(z, t) = A'' e^{-\lambda^2 a_2^2 t} \sin \lambda (H + h - z), \text{ когда } (h < z < h + H) \quad (15)$$

в (3) и (4) показывает, что (14) и (15) также являются частными решениями (3) и (4). Чтобы эти решения удовлетворяли граничным условиям (7) и (10), необходимо положить

$$A'' \sin \lambda H = B' \sin \lambda \frac{a_2}{a_1} h$$

$$A'' k_2 \cos \lambda H = \frac{a_2}{a_1} k_1 A' - B' k_1 \frac{a_2}{a_1} \cos \frac{a_2}{a_1} \lambda h,$$

откуда следует

$$B' = A'' \frac{\sin \lambda H}{\sin \lambda \frac{a_2}{a_1} h} \quad (16)$$

$$A' = A'' \left(\alpha \cos \lambda H + \sin \lambda H \operatorname{Ctg} \frac{a_2}{a_1} \lambda h \right), \quad (17)$$

$$\text{где } \alpha = \sqrt{\frac{\varepsilon_2 k_2 c_2}{\varepsilon_1 k_1 c_1}}.$$

Таким образом, (14) и (15) с учетом (16) и (17) принимают вид:

$$\Theta_1(z, t) = \frac{A''}{\sin \lambda \frac{a_2}{a_1} h} e^{-a_2^2 \lambda^2 t} \left(Q(\lambda) \sin \lambda \frac{a_2}{a_1} (h - z) + \right.$$

$$+ \sin \lambda H \sin \lambda \frac{a_2}{a_1} z \Big)$$

$$\Theta_2(z, t) = A'' e^{-a_2^2 \lambda^2 t} \sin \lambda (H + h - z),$$

$$\text{где } Q(\lambda) = \alpha \cos \lambda H \sin \frac{a_2}{a_1} \lambda h + \sin \lambda H \cos \frac{a_2}{a_1} \lambda h.$$

Будем рассматривать температуры Θ_1 и Θ_2 в интервале $0 < z < h + H$ как функции Грина, считая температуру поверхности земли постоянно равной нулю и начальную температуру всей осадочной толщи перед внедрением в нее пластовой интрузии также равной нулю. Тогда в некоторой точке среды $M(z)$ в момент времени $t = \tau$:

$$(\Theta_M)_t = \Theta_1^0 \oint \Theta(z, t) dz + a_2^2 \int_0^t \varphi(\tau) \frac{\partial \Theta}{\partial \tau} d\tau$$

при интегрировании вдоль граничного контура. Выберем в плоскости λ контур L таким образом, чтобы аргумент λ располагался при перемещении в $+\infty$ по правой ветви в промежутке $\left(0, \frac{1}{4}\pi\right)$, а при перемещении по левой ветви контура—в промежутке $\left(\frac{3}{4}\pi, \pi\right)$. Тогда

$$\Theta_1(z, t) = \frac{\Theta_1^0}{i\pi} \int_L \frac{Q(\lambda, z)}{Q(\lambda)} \cdot \frac{e^{-a_2^2 \lambda^2 t}}{\lambda} d\lambda. \quad (18)$$

$$\Theta_2(z, t) = \frac{\Theta_1^0}{i\pi} \int_L \frac{\sin \lambda (H + h - z)}{Q(\lambda)} \cdot \frac{e^{-a_2^2 \lambda^2 t}}{\lambda} d\lambda, \quad (19)$$

$$\begin{aligned} \text{где } Q(\lambda, z) &= \alpha \cos \lambda H \sin \frac{a_2}{a_1} \lambda (h - z) + \\ &+ \sin \lambda H \cos \frac{a_2}{a_1} \lambda (h - z). \end{aligned}$$

Решения (18) и (19) удовлетворяют начальным условиям задачи

$$\Theta_2(z, t)|_{t=0} = 0$$

$$\Theta_1(z, t)|_{t=0} = \Theta_1^0,$$

так как $Q(\lambda, z)|_{z=0} = Q(\lambda)$ и

$$\frac{1}{\pi i} \int_L \frac{e^{-a_2^2 \lambda^2 t}}{\lambda^2} d\lambda = 1.$$

Если вместо контура L использовать контур L' , как показано на рис. 2, то (18) и (19) преобразуются в интегралы

$$\Theta_1(z, t) = \frac{\Theta_1^0}{2\pi i} \int_{LL'} \frac{Q(\lambda, z)}{Q(\lambda)} \cdot \frac{e^{-\lambda^2 a_2^2 t}}{\lambda} d\lambda$$

$$\Theta_2(z, t) = \frac{\Theta_1^0}{2\pi i} \int_{LL'} \frac{\sin \lambda (H+h-z)}{Q(\lambda)} \cdot \frac{e^{-\lambda^2 a_2^2 t}}{\lambda} d\lambda.$$

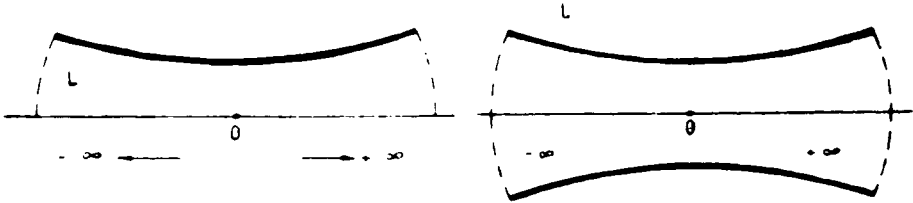


Рис. 2.

Переходя от этих решений к решениям в виде тригонометрических рядов, получим:

$$\Theta_1(z, t) = \Theta_1^0 \left\{ \frac{\frac{a_2}{a_1} \lambda (h-z) + H}{\frac{a_2}{a_1} \lambda h + H} + \right. \\ \left. + 2 \sum_{n=1}^{\infty} \frac{Q(\lambda_n, z)}{\lambda_n \Theta'(\lambda_n)} e^{-a_2^2 \lambda_n^2 t} \right\} \quad (20')$$

$$\Theta_2(z, t) = \Theta_1^0 \left\{ \frac{H+h-z}{\frac{a_2}{a_1} \lambda h + H} + \right. \\ \left. + 2 \sum_{n=1}^{\infty} \frac{\sin \lambda_n (H+h-z)}{\lambda_n Q'(\lambda_n)} e^{-a_2^2 \lambda_n^2 t} \right\}, \quad (20'')$$

где λ_n — положительные корни уравнения

$$\alpha \operatorname{Ctg} \lambda H + \operatorname{Ctg} \frac{a_2}{a_1} \lambda h = 0. \quad (21)$$

Для его решения необходимо построить два семейства кривых

$$\eta = \alpha \operatorname{Ctg} \xi$$

$$\eta = -\operatorname{Ctg} \frac{a_2}{a_1} \lambda h,$$

точки пересечения которых и будут являться корнями уравнения (21).

Ряды (20') и (20'') обладают сравнительно медленной сходимостью и поэтому неудобны для практических расчетов в реальных геоло-

гических средах $\frac{a_2}{a_1} \rightarrow \alpha$ и $\alpha \rightarrow 1$. Это обстоятельство дает возможность получить достаточно приближенные решения в более удобной для практических расчетов форме с использованием табулированных функций.

3. Пластовая интрузия конечной мощности в толще осадочных пород и идентичными тепловыми параметрами

Предположим, что тепловые параметры пластовой интрузии и вмещающих ее горных пород идентичны или близки друг к другу, что практически и имеет место в действительности, то есть положим $a_1 \approx a_2$. Тогда мы можем объединить интрузию и осадочную толщу в одну среду, отдельные горизонты которой отличаются один от другого только начальным температурным режимом:

$$\Theta(z, t) |_{t=0} = f(z) \quad (22)$$

причем (22) во всем безграничном пространстве удовлетворяет условиям Дирихле. При $a_1 = a_2$ задача сводится к решению одного дифференциального уравнения вида (2) при начальном условии (22).

Выше мы показали, что частным решением уравнения (2) является (13), поэтому на основании принципа суперпозиции Фурье общим решением (2) будет

$$\Theta(z, t) = \int_0^{\infty} (A' \cos \lambda z + B' \sin \lambda z) e^{-\lambda^2 a^2 t} d\lambda. \quad (23)$$

Постоянные $A'(\lambda)$ и $B'(\lambda)$ выберем, исходя из начального распределения температуры в среде

$$(z) = \int_0^{\infty} (A' \cos \lambda z + B' \sin \lambda z) d\lambda. \quad (24)$$

На основании интегрального преобразования Фурье

$$f(z) = \frac{1}{\pi} \int_0^{\infty} d\lambda \int_{-\infty}^{+\infty} f(\xi) \cos \lambda (\xi - z) d\xi.$$

Но

$$\begin{aligned} \int_{-\infty}^{+\infty} f(\xi) \cos \lambda (\xi - z) d\xi &= \cos \lambda z \int_{-\infty}^{+\infty} f(\xi) \cos \lambda \xi d\xi + \\ &+ \sin \lambda z \int_{-\infty}^{+\infty} f(\xi) \sin \lambda \xi d\xi, \end{aligned} \quad (25)$$

поэтому, сравнивая (24) и (25), заметим, что

$$A' = \frac{1}{\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} f(\xi) \cos \lambda \xi d\xi \quad \text{и} \quad B' = \frac{1}{\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} f(\xi) \sin \lambda \xi d\xi$$

и, следовательно,

$$\Theta(z, t) = \frac{1}{\pi} \int_0^{\infty} e^{-\lambda^2 a^2 t} d\lambda \int_{-\infty}^{+\infty} f(\xi) \cos \lambda (\xi - z) d\xi. \quad (26)$$

Изменим порядок интегрирования в (26):

$$\Theta(z, t) = \frac{1}{\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} f(\xi) d\xi \int_0^{\infty} e^{-a^2 \lambda^2 t} \cos \lambda (\xi - z) d\lambda.$$

Так как

$$\int_0^{\infty} e^{-a^2 \lambda^2 t} \cos \lambda (\xi - z) d\lambda = \frac{1}{2} \sqrt{\frac{\pi}{a^2 t}} e^{-\frac{(\xi - z)^2}{4a^2 t}},$$

поэтому

$$\Theta(z, t) = \frac{1}{2a\sqrt{\pi t}} \int_{-\infty}^{+\infty} f(\xi) e^{-\frac{(\xi - z)^2}{4a^2 t}} d\xi,$$

Введем новую переменную $\xi = \frac{\xi - z}{2a\sqrt{t}}$, то есть положим $\xi = z + 2a\xi\sqrt{t}$, тогда

$$\Theta(z, t) = \frac{1}{\sqrt{\pi}} \int_{-\infty}^{+\infty} f(z + 2a\xi\sqrt{t}) e^{-\xi^2} d\xi. \quad (27)$$

Выделим в однородной безграничной среде пластину мощностью $2h$, температура которой в начальный момент времени $t=0$ была бы Θ° , а во всем внешнем по отношению к пластине пространстве равнялась бы 0. Иначе говоря, удовлетворим решение (27) начальным условиям:

$$\Theta(z, t)|_{t=0} = \Theta^\circ \quad (-h < z < +h).$$

$$\Theta(z, t)|_{t=0} = 0 \quad (z > h, -z < -h).$$

Подставляя эти значения в решение (27) при $t=0$, заметим, что под-интегральная функция должна быть отличной от нуля только в интервале $z = 2a\xi\sqrt{t} = \pm h$, поэтому пределы интегрирования должны быть

$$\xi_u = -\frac{h+z}{2a\sqrt{t}} \quad \text{и} \quad \xi_0 = \frac{h-z}{2a\sqrt{t}}.$$

и решение (27) принимает вид:

$$\Theta(z, t) = \frac{\Theta^\circ}{\sqrt{\pi}} \int_{-\frac{h+z}{2a\sqrt{t}}}^{+\frac{h+z}{2a\sqrt{t}}} e^{-\xi^2} d\xi.$$

Пользуясь обозначением для интеграла вероятностей

$$\frac{2}{V\pi} \int_0^x e^{-x^2} = \operatorname{erf}(x),$$

окончательно получим:

$$\Theta(z, t) = \frac{\Theta^0}{2} \left(\operatorname{erf} \frac{h-z}{2a\sqrt{t}} + \operatorname{erf} \frac{h+z}{2a\sqrt{t}} \right), \quad (28)$$

что и является полным и окончательным решением задачи о теплообмене пластовой интрузии мощностью $2h$ с вмещающими породами значительно большей мощности $H \gg h$, если тепловые свойства последних и пластовой интрузии близки или идентичны. Процесс охлаждения интрузии и прогрева осадочной толщи схематически представлен на рис. 3.

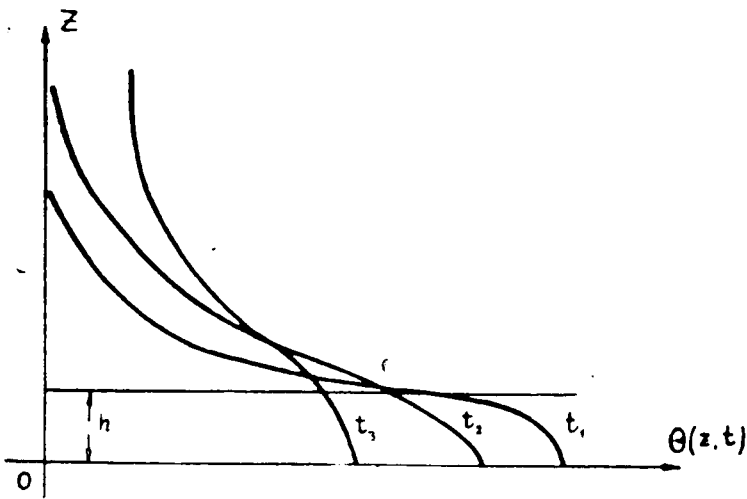


Рис. 3.

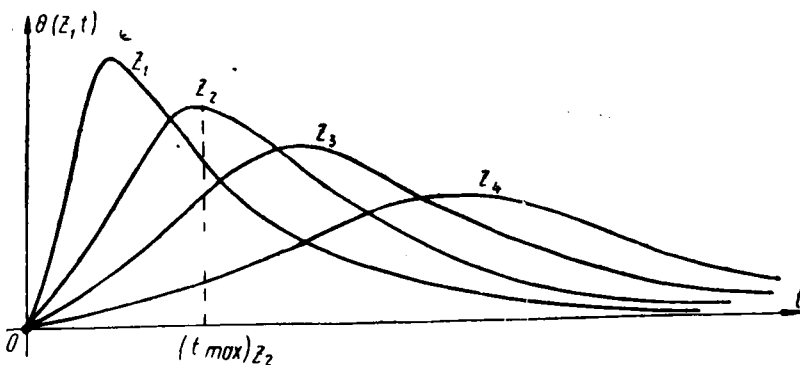


Рис. 4.

По оси ординат отложены мощности интрузии и осадочной толщи, по оси абсцисс—температура, параметром семейства кривых является время.

Как следует из анализа этих графиков, в каждой точке $Q(z^*)$ по вертикали разреза максимум температуры $\Theta(z^*, t)$ имеет место при определенном времени прогрева осадочной толщи: вначале температура увеличивается, достигает своего максимума и затем монотонно убывает, как показано схематически на рис. 4. В плане поставленной геологической задачи интерес представляют именно максимальные температуры прогрева осадочной толщи. Для их определения удовлетворим условие $\frac{\partial \Theta}{\partial t} = 0$, разлагая интеграл вероятности в ряд

$$\operatorname{erf} x = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \left(x - \frac{x^3}{1!3} + \frac{x^5}{2!5} \cdot \dots \right).$$

Следовательно, во внешнем относительно интрузии пространстве

$$t_{\max} |_{z>h} = \frac{1}{a^2} \frac{hz}{\ln \frac{z+h}{z-h}}, \quad (29)$$

а при сокращении мощности интрузии до нуля

$$t_{\max} = \frac{z^2}{2a^2}.$$

4. Пластовая интрузия постоянной температуры

В магматических очагах не исключена возможность внутренней циркуляции расплавов и происходит непрерывный привнос тепла горячими термами, компенсирующими его потерю в результате теплообмена с вмещающими осадочными горными породами. Таким образом, практический интерес может представлять и такой случай, когда температура интрузии сохраняется постоянной в течение длительного промежутка времени. При этом нестационарный процесс прогрева осадочной толщи будет независимым как от мощности, так и от состава интрузии. Для его исследования произведем параллельный перенос осей координатной системы, совместив начало с плоскостью контакта. Задача будет состоять в решении уравнения (2) при начальном условии

$$\Theta(z, t) |_{t=0} = 0 \quad (30)$$

и граничном условии

$$\Theta(z, t) |_{z=0} = \Theta^0. \quad (31)$$

Из физической природы процесса ясно, что

$$\left. \begin{aligned} \Theta(z, t) |_{z \rightarrow \infty} &\rightarrow 0 \\ \frac{\partial \Theta}{\partial z} \Big|_{z \rightarrow \infty} &\rightarrow 0 \end{aligned} \right\} \quad (32)$$

поэтому для решения (2) воспользуемся интегральным преобразованием Фурье

$$\bar{\Theta} = \int_0^{\infty} \Theta(z, t) \sin \lambda z dz \quad (33)$$

Составим произведение уравнения (2) на ядро преобразования $\sin \lambda z$ и проинтегрируем тождество в пределах от 0 до ∞ :

$$a^2 \int_0^{\infty} \sin \lambda z \frac{\partial^2 \Theta}{\partial z^2} dz = \int_0^{\infty} \sin \lambda z \frac{\partial \Theta}{\partial z} dz.$$

Интегрирование по частям левой части дает

$$a^2 \int_0^{\infty} \sin \lambda z \frac{\partial^2 \Theta}{\partial z^2} dz = a^2 \left. \frac{\partial \Theta}{\partial z} \right|_0^{\infty} - \lambda a^2 \int_0^{\infty} \cos \lambda z \frac{\partial \Theta}{\partial z} dz.$$

Учитывая граничное условие (31) и предельное условие (32), а также преобразование (33), получим после вторичного интегрирования по частям:

$$a^2 \int_0^{\infty} \sin \lambda z \frac{\partial^2 \Theta}{\partial z^2} dz = a^2 \lambda \Theta^0 - a^2 \lambda^2 \bar{\Theta}$$

На основании интегрального преобразования Фурье

$$\int_0^{\infty} \sin \lambda z \cdot \frac{\partial \Theta}{\partial t} dz = \frac{d \bar{\Theta}}{dt}.$$

Следовательно,

$$\frac{d \bar{\Theta}}{dt} = a^2 \lambda \Theta^0 - a^2 \lambda^2 \bar{\Theta}.$$

Решение этого обыкновенного дифференциального уравнения при начальном условии (30) имеет вид:

$$\bar{\Theta} = (1 - e^{-\lambda^2 a^2 t}) \frac{\Theta^0}{\lambda}.$$

Но для синус-преобразования Фурье формула обращения суть

$$f(x) = \frac{2}{\pi} \int_0^{\infty} f(\bar{\lambda}) \sin \lambda z d\lambda,$$

поэтому

$$\Theta(z, t) = \frac{2}{\pi} \int_0^{\infty} (1 - e^{-\lambda^2 a^2 t}) \frac{\Theta^0}{\lambda} \sin \lambda z d\lambda.$$

Оба интеграла правой части являются табличными, поэтому

$$\Theta(z, t) = \Theta^0 \left(1 - \operatorname{erf} \frac{z}{2a\sqrt{t}} \right), \quad (34)$$

что и представляет собой окончательное решение поставленной задачи.

При практическом использовании решений (20), (28) и (34) необходимо иметь в виду, что реальные разрезы осадочных отложений не-

редко представляют собой чередование различных в литологическом отношении горизонтов и только в первом приближении могут рассматриваться как однородные благодаря незначительным вариациям k , c и σ для различных осадочных горных пород. Дополнительные погрешности в теоретических построениях могут быть связаны с неучетом температурных зависимостей $k(t)$, $c(t)$ и $\sigma(t)$. И, наконец, тепловой режим интрузий совершенно не изучен и нам пока неизвестна физика процесса охлаждения интрузий (конвекция магматических расплавов, привнос и источники тепла, выделение скрытой теплоты плавления, влияние динамических усилий в зоне контакта и т. д.). Таким образом, приведенные нами решения следует рассматривать как приближенную к действительности схему, вскрывающую основные закономерности прогрева осадочных пород при наличии ряда ограничений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Берч Ф., Шерер Д. и Спайсер Г.—Справочник для геологов по физическим константам, ИЛ, М.—Л., 1949.
2. Годлевский М. Н., Кравцов Г. С., Сливко В. М.—Вопросы теплообмена интрузива и вмещающих пород и контактовый термометаморфизм вблизи трапповых интрузивов, Геология и геофизика № 2, СО АН СССР, 1962.
3. Карслоу Х. и Егер Д.—Операционные методы в прикладной математике, ИЛ, М., 1948.
4. Карслоу Х.—Теория теплопроводности, ГТТИ, М.—Л., 1947.
5. Трантер К. Д.—Интегральные преобразования в математической физике, ГИТТЛ, М., 1956.
6. Тихонов А. Н. и Самарский А. А.—Уравнения математической физики, ГИТТЛ, М.—Л., 1951.
7. Франк Ф. и Мизес Р.—Дифференциальные и интегральные уравнения математической физики, ОНТИ, М.—Л., 1937.
8. Шефер К.—Теория теплоты, ГТТИ, М.—Л., 1933.

ТРУДЫ
ТОМСКОГО ГОСУДАРСТВЕННОГО УНИВЕРСИТЕТА
имени В. В. КУЙБИШЕВА

Том 164

Серия геологическая

Г. С. КРАВЦОВ

ПОВЕРХНОСТНЫЕ ГОДОГРАФЫ ОТРАЖЕННЫХ ВОЛН
В АНИЗОТРОПНЫХ СРЕДАХ

Зондирование твердых тел упругими импульсами широко используется в различных областях экспериментальной физики. К ним относятся ультразвуковые методы исследования структуры и упругих свойств твердых тел, ультразвуковая дефектоскопия, прикладная сейсмометрия и т. д.

При решении ряда практических задач обычно изучается поле времен распространения упругих волн в теле или среде, удовлетворяющее уравнению Гамильтона:

$$\left(\frac{\partial t}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial t}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial t}{\partial z}\right)^2 = v^2(x, y, z), \quad (1)$$

в котором $v = \frac{1}{v}$ — величина, обратная скорости распространения волны. Функция поля времени $t(x, y, z)$, удовлетворяющая уравнению (1), при $t = \text{Const}$ определяет некоторую поверхность — изохрону упругой волны в среде. Любой другой поверхности $P(x, y, z)$ в поле времени будет соответствовать определенный план изохрон — поверхностный годограф упругой волны. Обычно для простоты расчетов возбуждаемые импульсами среды считаются либо однородными и изотропными, либо характеризуются градиентом скорости $v(z)$, которая изменяется по заданному простому закону, допускающему решение уравнения (1). Поверхность регистрации приходящих прямых и отраженных волн $P(x, y, z)$ считается плоской.

Однако представление об изотропности упругих сред в значительной мере является искусственным, так как кристаллическая структура твердых тел исключает изотропию ряда их свойств. Для твердых тел, представляющих собой мелкозернистый агрегат кристаллов с различной ориентировкой кристаллографических осей в пространстве представление о квази-изотропии не всегда можно считать правильным: анизотропия таких тел или сред является функцией действующих напряжений, что подтверждается существованием фотоупругого эффекта [4]. Доказана анизотропия упругих свойств в нагруженных квази-изотропных телах при распространении ультразвуковых импуль-

сов [3] и в массе глетчерного льда, находящегося под действием гравитационных сил [1]. Представляется вероятной макроанизотропия горных пород, залегающих на глубине, как результат неоднородного гравитационного поля и современных тектонических процессов в земной коре. В горных породах скорости распространения продольных сейсмических волн, как правило, увеличиваются с глубиной, что заставляет оперировать с так называемыми „средними скоростями“ [2]. Это дает возможность существенно облегчить задачу интерпретации сейсмических записей отраженных волн, используя физико-математический аппарат, разработанный для однородных сред. В случае удлиненных профилей приема отраженных волн такая аппроксимация среды может оказаться слишком грубой вследствие преломления продольных волн на промежуточных границах раздела волновых сопротивлений. Аппроксимируя такие реальные непрерывно-неоднородные среды анизотропными, можно повысить точность структурно-геологических построений по данным сейсмической разведки методом отраженных волн.

Рассмотрим кинематические особенности поверхностных годографов отраженных волн в анизотропных средах при условии эллиптической поляризации скорости их распространения.

Уравнение эллипсоида анизотропии скорости

$$v_l^2 l^2 + v_m^2 m^2 + v_n^2 n^2 = 1$$

в результате преобразования координат дает возможность определить показатель преломления γ по любому направлению $\vec{l}$:

$$\gamma_i = \gamma_n \cos i \sqrt{1 + \lambda^2 t g^2 i}, \quad (2)$$

$$\text{где } \lambda = \sqrt{\lambda_l^2 \cos^2 \varphi + \lambda_m^2 \sin^2 \varphi}, \quad \lambda_l = \frac{\gamma_l}{\gamma_n} \text{ и } \lambda_m = \frac{\gamma_m}{\gamma_n}$$

1. Горизонтальная граница раздела

Считая скорость распространения продольной волны по направлению $\vec{l}$ постоянной, нетрудно получить дифференциальное уравнение линейного годографа отраженной волны в цилиндрической системе координат. На основании закона Бендорфа

$$\frac{dt}{d\rho} = \frac{\gamma_n \sqrt{1 + \lambda^2 \sigma^2}}{1 + \sigma^2},$$

где $\sigma = \frac{\rho}{2h_0}$, h_0 — глубина границы раздела по нормали к ней. Общее решение этого уравнения при условии $t|_{\rho=0} = t_0 = 2h_0 \gamma_n$

$$t = \gamma_n \sqrt{4h_0^2 + \lambda^2 \rho^2} \quad (3)$$

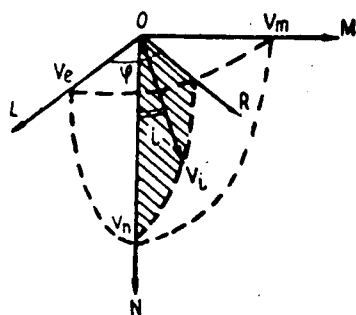


Рис. 1. Октант эллипсоида анизотропии скорости.

Четность функции $t(\rho)$ определяет симметрию пространственного годографа относительно оси времен OT . Из условия $\frac{dt}{d\rho} = 0$ следует, что минимум пространственного годографа располагается над началом координат, за которое принят источник упругих колебаний. Поверхностный годограф отраженной волны в плоскости регистрации будет представлять собой семейство концентрических эллиптических изохрон вида

$$\lambda_l^2 x^2 + \lambda_m^2 y^2 = \lambda^2 \rho^2. \quad (4)$$

В случае двуосной анизотропии $\lambda_l = \lambda_m = \lambda_t$ семейство концентрических эллипсов вырождается в семейство концентрических окружностей изохрон с постоянным коэффициентом анизотропии $\lambda = \frac{v_t}{v_n}$. Если t_0 — начальная апликата годографа, то для однородной изотропной среды его уравнение, как известно, может быть представлено в виде

$$\tau_0 = \sqrt{1 + \sigma^2},$$

а для анизотропной среды

$$\tau = \sqrt{1 + \lambda^2 \sigma^2},$$

поэтому для любого направления $\vec{R}$ в плоскости регистрации отраженной волны

$$\Delta\tau = \tau - \tau_0 \leq \frac{1}{2} \sigma^2 (\lambda^2 - 1) - \frac{1}{8} \sigma^4 (\lambda^4 - 1).$$

Условие $\Delta\tau > 0$ имеет место при совпадении большой полуоси эллипса анизотропии с направлением эхо-глубины $V_n > V_l$, $\Delta\tau < 0$ — при ориентировке большой полуоси эллипса параллельно границе раздела.

Для количественной оценки расхождений $\Delta\tau$ можно воспользоваться эффективной скоростью распространения отраженной волны, определяемой в соответствии с [2]:

$$V_l = \sqrt{\frac{\rho}{t} \frac{d\rho}{dt}},$$

которая на основании (2) и (3) равна

$$V_l = V_n \sqrt{1 - \sigma^2 \frac{\lambda^2 - 1}{1 + \lambda^2 \sigma^2}}.$$

Разлагая иррациональную форму в ряд, для сравнительно небольших $\sigma = \frac{\rho}{2h_0} < 1$ получим

$$\left| \frac{V_l - V_n}{V_n} \right| = \sigma^2 \frac{\lambda^2 - 1}{1 + \lambda^2 \sigma^2}.$$

Если $\sigma \leq 0,4$, а $\lambda_{\max} \leq 1,25$, то $\frac{V_l - V_n}{V_n} \cdot 100 \leq 6\%$, то есть с такой анизотропией практически можно не считаться. В связи с этим рас-

смотрим аппроксимацию эллиптических изохрон вида (4) семейством концентрических окружностей изохрон

$$x^2 + y^2 = \rho'^2.$$

При $\lambda_l \neq \lambda_m$ всегда можно построить некоторую окружность изохроны радиуса ρ' таким образом, чтобы она отстояла от эллиптической изохроны на расстоянии $d\rho = \lambda\rho \frac{\lambda_m - \lambda_l}{2\lambda_m\lambda_l}$. Тогда на основании (2) этой разности расстояний будет соответствовать разность временных отметок

$$dt = \frac{v_n \sigma \sqrt{1 + \lambda^2 \sigma^2}}{1 + \sigma^2} d\rho$$

либо между соседними эллиптическими изохронами, либо между соседними, аппроксимирующими их окружностями изохронами. В результате простых преобразований получим:

$$|\Delta t| = \frac{\rho \sigma \Delta V_l}{2V_l^2} \cdot \frac{\sqrt{1 + \lambda^2 \sigma^2}}{1 + \sigma^2}, \quad (5)$$

где $\Delta V_l = V_l - V_m$, а $V_l^2 = V_l \cdot V_m$. Анализ формулы (5) показывает, что даже при значительной горизонтальной анизотропии $\lambda_l = \frac{v_l}{v_m}$ центральные участки поверхностных годографов отраженных волн можно считать семействами концентрических окружностей изохрон с достаточной для практических целей точностью. Предельная длина таких годографов также может быть определена по формуле (5) для заданных параметров среды и допустимой погрешности аппроксимации Δt .

2. Негоризонтальная граница раздела

При негоризонтальной плоской границе раздела волновых сопротивлений, если направление регистрации $\vec{R}$ линейного годографа располагается в плоскости падения и одна из полуосей эллипсоида анизотропии N совпадает с направлением нормали к границе раздела,—

$$t = \frac{\rho v_l \cos \Theta}{\sin i}$$

и по закону Бендорфа

$$\frac{d\rho}{dt} = \frac{1}{v_l \sin(i - \Theta)}.$$

Из этих зависимостей без труда следует дифференциальное уравнение годографа отраженной волны

$$\frac{d\rho}{dt} = \frac{1 - R^2 v_n^2 (\lambda^2 - 1) \cos^2 \Theta}{R v_n^2 \cos^2 \Theta - v_n \sin \Theta \sqrt{1 - R^2 v_n^2 \lambda^2 \cos^2 \Theta}}, \quad (6)$$

в котором $R = \frac{\rho}{t}$, а Θ —угол падения границы раздела. Из условия

$\frac{dt}{d\rho} = 0$ могут быть получены координаты минимума поверхностного годографа $M(\rho_{\min}, \varphi, t_{\min})$:

$$\rho_{\min} = 2h_0 \sin \Theta$$

$$t_{\min} = 2h_0 v_n \cos^2 \Theta \sqrt{1 + \lambda^2 \operatorname{tg}^2 \Theta}.$$

Решение дифференциального уравнения (6) приводит к сложной неявной зависимости $t(\rho)$, поэтому для анализа формы изохрон мы воспользуемся параметрическим уравнением, которое без труда может быть получено из лучевой схемы отраженной волны, представленной на рис. 2.

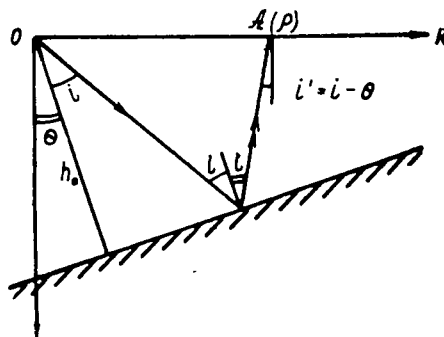


Рис. 2. Лучевая схема отраженной волны.

$$\left. \begin{aligned} \rho &= 2h_0 (\beta + \operatorname{tg} \Theta) \cos \Theta \\ t &= 2h_0 v_n \cos \Theta (\cos \Theta - \beta \sin \Theta) \sqrt{1 + \lambda^2 \left(\frac{\beta + \operatorname{tg} \Theta}{1 - \beta \operatorname{tg} \Theta} \right)^2} \end{aligned} \right\} \quad (7)$$

Переносим начало координат из O в M , в результате преобразований (7) получим

$$t = v_n \cos \Theta \sqrt{4h_0^2 (\cos^2 \Theta + \lambda^2 \sin^2 \Theta) + r^2 (\lambda^2 + \operatorname{tg}^2 \Theta) + 4h_0 r (\lambda^2 - 1) \sin \Theta \cos \psi} \quad (8)$$

—уравнение поверхностного годографа отраженной волны, в котором $r = \rho - \rho_{\min}$, ψ —полярный угол направления $\vec{r}$ относительно азимута падения границы раздела φ , а $\lambda^2 = \lambda_l^2 \cos^2(\varphi + \psi) + \lambda_m^2 \sin^2(\varphi + \psi)$. Асимметрия поверхностного годографа определяется членом $4h_0 r (\lambda^2 - 1) \sin \Theta \cos \psi$ и максимальна по линии падения для точек, равноудаленных от области минимума годографа:

$$\Delta t_{\max} = \frac{4h_0 r (\lambda^2 - 1) v_n^2 \cos^2 \Theta \sin \Theta}{t_m},$$

если $t_m = \frac{1}{2}(\vec{t} + \overleftarrow{t})$.

Уравнение любой изохроны поверхностного годографа t_k в координатной системе (r, ψ) может быть получено из (8) при $t_k = \text{Const}$:

$$r = \frac{h_0}{\cos \Theta (\lambda^2 + \operatorname{tg}^2 \Theta)}.$$

$$\cdot (\sqrt{2\lambda^2(\tau^2-1)+2\tau^2\operatorname{tg}^2\Theta-(\lambda^2-1)^2\operatorname{Sin}^22\Theta\operatorname{Sin}^2\psi-(\lambda^2-1)\operatorname{Sin}2\Theta\operatorname{Cos}\psi}).$$

Максимальная асимметрия годографа имеет место при условии

$$(\Delta r)_{\max} = r|_{\psi=\pi} - r|_{\psi=0},$$

удовлетворив которое получим

$$(\Delta r)_{\max} = \frac{4h_0(\lambda^2-1)\operatorname{Sin}\Theta}{\lambda^2 + \operatorname{tg}^2\Theta} \Big|_{\lambda \geq 1} \geq 0.$$

Поверхностный годограф отраженной волны будет представлять собой семейство овалов, центры которых смещаются относительно минимума годографа по падению или по восстанию границы раздела к зависимости от ориентировки эллипсоида анизотропии скоростей, как показано на рис. 3.

При ориентировке большой полуоси эллипсоида анизотропии по нормали к границе раздела $(\Delta r)_{\max} > 0$ и изохроны семейства овалов поверхностного годографа будут смещены по падению границы раздела относительно минимума M . При ориентировке большой полуоси эллипсоида анизотропии параллельно границе раздела $(\Delta r)_{\max} < 0$ и центры семейства овалов будут смещены относительно минимума годографа M по восстанию границы раздела.

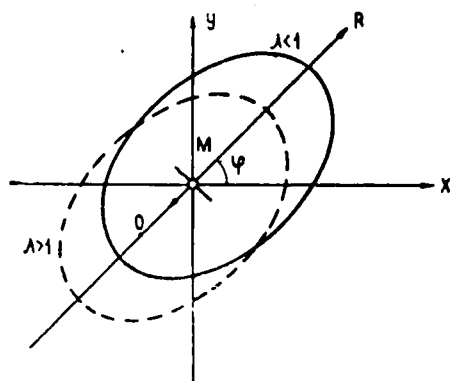


Рис. 3. Лучевая схема отраженной волны.

Как и в предыдущем случае, семейство овалов поверхностного годографа отраженной волны может быть аппроксимировано семейством концентрических окружностей изохрон с общим центром в точке M и радиусом

$$r_0 \Big|_{\psi=\pm\frac{\pi}{2}} = \frac{2h_0}{\operatorname{Cos}\Theta} \frac{\sqrt{\tau_k^2(\lambda^2 + \operatorname{tg}^2\Theta) - \lambda^2}}{\lambda^2 + \operatorname{tg}^2\Theta}.$$

Максимальная разность временных отметок между истинной изохроной и аппроксимирующей ее окружностью изохроной будет равна:

$$(\Delta t)_{\max} = \pm \frac{r_{\nu}(\lambda^2 - 1)\operatorname{Sin}\Theta\operatorname{Cos}^2\Theta}{\tau_{cp}}.$$

Из анализа этой формулы видно, что центральные участки поверхностных годографов, несмотря на значительную анизотропию среды, можно принимать за семейства концентрических окружностей изохрон с достаточной для практических расчетов точностью. Такая аппроксимация становится недопустимой при больших углах падения границы раздела $\Theta \geq 15^\circ$ и значительной анизотропии среды при $\lambda > 1,2$.

В случае негоризонтального залегания границы раздела возможна различная ориентировка эллипсоида анизотропии в пространстве. Рассмотрим случай нормального расположения оси N к плоскости регистрации, показанный на рис. 4.

Так как в анизотропной среде $V_i \neq V_{i'}$, то по закону отражения

$$v_i \sin(i - \theta) = v_{i'} \sin(i' + \theta)$$

и из лучевой схемы отраженной волны

$$\frac{\rho}{t} = \frac{\sin(i + i')}{v_i \cos i' + v_{i'} \cos i}$$

Полагая $\alpha = \operatorname{tg} i$, а $\beta = \operatorname{tg} i'$, эти уравнения можно записать в виде

$$(\alpha - \operatorname{tg} \theta) \frac{\sqrt{1 + \lambda^2 \alpha^2}}{1 + \alpha^2} = (\beta + \operatorname{tg} \theta) \frac{\sqrt{1 + \lambda^2 \beta^2}}{1 + \beta^2} \quad (9)$$

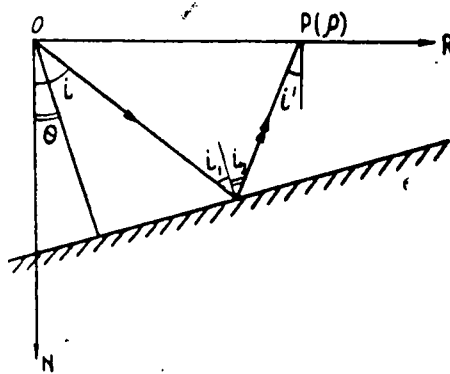


Рис. 4. Расположение изохрон поверхностного голографа отраженной волны.

$$v_n \frac{\rho}{t} = \frac{\alpha + \beta}{\sqrt{1 + \lambda^2 \alpha^2} + \sqrt{1 + \lambda^2 \beta^2}} \quad (10)$$

В результате решения системы (9) и (10):

$$\beta = \frac{c \sqrt{1 - \lambda^2 c^2} + \lambda^2 \operatorname{tg}^2 \theta - \operatorname{tg} \theta}{1 - \lambda^2 c^2} \quad (11)$$

$$\alpha = \frac{c \sqrt{1 - \lambda^2 c^2} + \lambda^2 \operatorname{tg}^2 \theta + \operatorname{tg} \theta}{1 - \lambda^2 c^2}, \quad (12)$$

где $c = v_n \frac{\rho}{t}$.

Из лучевой схемы без особого труда могут быть получены два промежуточных параметрических уравнения голографа:

$$\rho = \frac{h_0}{\cos \theta} \frac{\alpha + \beta}{1 + \alpha \operatorname{tg} \theta} \quad (13)$$

$$t = \frac{h_0 v_n}{\cos \theta} \frac{\sqrt{1 + \lambda^2 \alpha^2} + \sqrt{1 + \lambda^2 \beta^2}}{1 + \alpha \operatorname{tg} \theta} \quad (14)$$

Так как $c|_{\beta=0} = \operatorname{tg} \Theta$ и $\alpha|_{\beta=0} = \frac{2 \operatorname{tg} \Theta}{1 - \lambda^2 \operatorname{tg}^2 \Theta}$, то, следовательно,

$$\rho_{\min} = \frac{2h_0 \operatorname{Sin} \Theta}{1 - (\lambda^2 - 1) \operatorname{Sin}^2 \Theta}$$

$$t_{\min} = \frac{2h_0 v_n \operatorname{Cos} \Theta}{1 - (\lambda^2 - 1) \operatorname{Sin}^2 \Theta},$$

а из (14) при $c = 0$ определяется начальная аппликата пространственного годографа

$$t_0 = 2h_0 v_n \operatorname{Cos} \Theta \sqrt{1 + \lambda^2 \operatorname{tg}^2 \Theta}$$

Для сравнительно небольших $\lambda \rightarrow 1$ и углов падения границы раздела Θ , когда $(\lambda^2 - 1) \operatorname{tg}^2 \Theta \rightarrow 0$, на основании (11), (12) и (13) может быть получено уравнение годографа отраженной волны в направлении азимута падения границы раздела:

$$t = \frac{v_n}{\operatorname{Cos} \Theta_1 \sqrt{1 + \lambda^2 \operatorname{tg}^2 \Theta}} \sqrt{(2h_0 - \rho \operatorname{Sin} \Theta)^2 + \lambda^2 \rho^2 \operatorname{Cos}^2 \Theta}.$$

Для анализа формы изохрон поверхностного годографа перенесем начало координат в точку $M(\varphi, \rho_{\min})$, полагая $\rho = r + \rho_{\min}$. Если ψ — азимут профиля регистрации отраженной волны относительно азимута падения границы раздела, то в полярной системе координат (r, ψ) уравнение поверхностного годографа принимает вид:

$$t_\psi = \frac{v_n \sqrt{\rho_m^2 \operatorname{Ctg}^2 \Theta - \rho_m^2 (\lambda^2 - 1) (1 - \lambda^2 \operatorname{Sin}^2 \Theta) + r^2 (\operatorname{Sin}^2 \Theta + \lambda^2 \operatorname{Cos}^2 \Theta) + 2r \rho_m (\lambda^2 - 1) \operatorname{Cos} \psi}}{\operatorname{Cos} \Theta \sqrt{1 + \lambda^2 \operatorname{tg}^2 \Theta}} \quad (15)$$

Асимметрия годографа $t(r)$ определяется членом $2r \rho_m (\lambda^2 - 1) \operatorname{Cos} \psi$, поэтому для одной и той же изохроны

$$(\Delta r)_{\max} |_{t = \text{Const}} = \frac{4h_0 (\lambda^2 - 1) \operatorname{Sin} \Theta}{\left(1 - (\lambda^2 - 1) \frac{\operatorname{Cos} 2\Theta}{2}\right)^2 - \left(\frac{\lambda^2 - 1}{2}\right)^2}$$

независимо от длины интервала регистрации отраженных волн.

Изохроны поверхностного годографа будут представлять собой также овалы с осью симметрии z , но в зависимости от угла падения границы раздела оказываются более смещенными относительно начала координат, чем в предыдущем случае, показанном на рис. 4. Уравнение семейства таких изохрон может быть получено из (15) при $t = \text{Const}$. Аппроксимация этих изохрон концентрическими окружностями изохрон может быть удовлетворительной лишь для весьма ограниченных интервалов регистрации отраженной волны относительно минимума поверхностного годографа при $\Theta \leq 10^\circ$ и $\lambda < 1,1$.

ЛИТЕРАТУРА

1. Кравцов Г. С. — Исследование упругих свойств льда высокогорных глетчеров Центрального Алтая, Изв. МВО, сер. «Физика», № 3, 1960.
2. Ризниченко Ю. В. — Геометрическая сейсмика слоистых сред, Тр. ИТГ, т. II, вып. 1, М.—Л., 1946.
3. Ризниченко Ю. В. и Силаева О. И. — Определение зависимости скоростей распространения упругих волн в образцах горных пород от одностороннего давления, Изв. АН СССР, сер. геофизическая, № 3, 1955.
4. Фрохт М. М. — Фотоупругость, т. 1, ГИТТЛ, М.—Л., 1948.

СОДЕРЖАНИЕ

И. К. Баженов — Железистые кварциты Западного Саяна и их перспективы	3
Б. М. Тюлюпо — К вопросу о вторичных кварцитах	11
Б. М. Тюлюпо — О псевдоморфозе гидросиликатов никеля по миллериту	16
Ю. В. Индукаев — Структура будинаж в породах рудной зоны Хайлеол-ского железорудного месторождения	21
Ю. В. Индукаев — Минералогия скаполит-амфиболовых метасоматитов центральной части рудной зоны Хайлеолского железорудного месторождения	28
В. Н. Сергеев — Мушкетерские руды Белорецкого месторождения	46
В. Н. Сергеев — Внутреннее сложение некоторых образований магнетита	54
В. К. Чистяков — О ломоните из контактово-метасоматических месторож-дений Горной Шории	63
Л. П. Копылова — Сфен скарнового железорудного оруденения магнитных Ижморских аномалий (Кузнецкий Алатау)	69
А. Я. Булынный — Генетические типы и формации золотооруденения Кузнецкого Алатау и Салаира	75
А. Я. Булынный — Особенности петрографии рудных полей	86
А. Я. Булынный, В. Н. Сергеев — Некоторые черты золотоорудене-ния Коммунарского рудного поля и магнетиты Калиостровского месторождения	96
И. И. Заболотникова — Характер первичных и наложенных структур гранитов в районе выхода радиоактивных терм курорта «Белокуриха»	105
Г. С. Кравцов — К теории контактового термометаморфизма в горных породах	118
Г. С. Кравцов — Поверхностные годографы отраженных волн в анизотроп-ных средах	130

МАТЕРИАЛЫ К ИЗУЧЕНИЮ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЖЕЛЕЗА И ЗОЛОТА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Редактор издательства М. И. Вроцков

Корректор М. И. Сваровская

К301641. Сдано в набор 11/XII-62 г. Подписано к печати 17/VII-63 г.

Бумага 70 × 108¹/₁₆. Тираж 1000. Заказ 6200.

Объем 8,6 п. л.; 4,3 бум. л.; 11,8 уч.-изд. л.

Цена 83 коп., в переплете 98 коп.

Издательство Томского университета, пр. им. Ленина, 34.

Ценография № 1 Полиграфиздата, Томск, ул. Советская, 47.

78764

Цена 83 коп.

Томский госуниверситет 1878



Научная библиотека 00593201