Ю. В. КАЗИЦЫН

ОКОЛОРУДНЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ ЗАБАЙКАЛЬЯ

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
ВСЕСОЮЗНЫЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ (ВСЕГЕИ)

553.22

Ю. В. КАЗИЦЫН

ОКОЛОРУДНЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ ЗАБАЙКАЛЬЯ

373

Издательство „Недра"
Ленинградское отделение
Ленинград · 1972

УДК 553.22 : 553.065.12 (571.55)

Околорудные метасоматиты Забайкалья. Казицын Ю. В. Л., «Недра», 1972. 280с.

Работа посвящена комплексному рассмотрению проблемы околорудного метасоматизма кварцевожильных гидротермальных месторождений. Наряду с вопросами регионального значения в работе большое внимание уделено рассмотрению и обоснованию рациональной методики изучения, общетеоретическим проблемам метасоматизма, разработке новой методики моделирования процесса околорудного метасоматизма, экспериментальному получению метасоматической зональности.

Детально описаны околорудные породы гидротермальных средне- и низкотемпературных кварцевожильных месторождений Забайкалья (Давенды, Шахтамы, Дарасуна, Солонечного, Балея и др.). На основе анализа всей суммы данных обоснована необходимость выделения двух новых формаций метасоматических пород — оксталитов и аргиллизитов, выявлены закономерности трехмерной зональности типовых колонок и определено их рудоконтролирующее значение.

Работа рассчитана на геологов, изучающих гидротермальные месторождения, а также на научных работников смежных специальностей и на студентов старших курсов.

Таблиц 58, иллюстраций 31, список литературы — 196 названий.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Рудосопровождающие метасоматиты кварцевожильных гидротермальных месторождений до последнего времени остаются наиболее слабо изученными в обширной группе околорудных пород. Если вторичным кварцитам, апогранитам, грейзенам, скарнам, березитам, пропилитам посвящены обстоятельные обобщающие исследования, то в отношении околорудных пород средне- и низкотемпературных кварцевожильных месторождений имеются лишь частные исследования, из которых, в лучшем случае, известна общая схема метасоматической зональности и ориентировочный химический и минеральный состав.

До последнего времени остается неясным, следует ли их относить к какой-либо из известных формаций метасоматических пород или правомерно рассматривать их как самостоятельную формацию. Вместе с тем для поисков кварцевожильных редкометальных месторождений необходимо исследование всей сложной и пестрой гаммы этих околорудных пород. Поэтому изучение их на примере региона, где достаточно определенно установлены последовательность становления металлогенически специализированных магматических комплексов и основные черты постмагматической деятельности, является неотложной задачей. Золото-молибденовый пояс Забайкалья — „классический район распространения гранитоидов и связанного с ними оруденения" [Смирнов, 1944]— является благоприятным объектом для выработки эталонной схемы околорудного метасоматизма кварцевожильных месторождений.

Данная работа представляет собой завершающее звено комплексных исследований, охватывающих проблемы расчленения гранитоидов и выделения интрузивных комплексов Забайкалья [Тихомиров и др., 1964], выяснения петрохимических и геохимических особенностей металлоносных гранитоидов [Казицын и др., 1967], разработки методов изучения метасоматических пород [Казицын, Рудник, 1968] и, наконец, комплексного анализа процессов рудосопровождающего метасоматизма.

В ходе исследований обнаружилось, что многие принципиальные проблемы механизма формирования метасоматических пород еще либо не решены совсем, либо находятся в стадии обсуждения. Поэтому в настоящей работе специально рассмотрены некоторые вопросы классификации метасоматитов, теории метасоматизма, экспериментального моделирования метасоматической зональности, а оригинальный материал по Забайкалью явился главным, но далеко не единственным источником для обоснования ряда выводов и разработки некоторых методов изучения метасоматических пород, а также для установления общих закономерностей формирования главнейших типов рудосопровождающих метасоматитов. Методологическая направленность исследования нашла отражение и в разработке вопросов рудопоискового значения метасоматических боковых пород, рассматриваемого на фоне общих закономерностей становления и формирования петрорудных комплексов.

Настоящая работа является итогом многолетних геологических наблюдений, проводившихся в ходе исследования явлений метаморфического и метасоматического минералообразования в Северном Забайкалье, постмагматических изменений в связи с молодыми кислыми эффузивами в Западном и Восточном Забайкалье, но главным образом в пределах золото-молибденового пояса Забайкалья. На различных этапах сбора полевых материалов и их камеральной обработки принимали участие следующие сотрудники, работавшие под руководством автора: Г. В. Александров, Е. Н. Архипович, Н. Г. Беляевская, А. Г. Булах, В. М. Буйцева, Т. А. Вахрушева,

Г. Г. Ге, В. И. Данилевский, В. С. Деменкова, В. В. Евтушек, Т. Н. Леонова, Г. О. Нечипоренко, Е. Н. Панов, Н. А. Прияткина, А. В. Скляренко, Н. Н. Сочеванов, В. В. Угаров, А. Г. Яковлева.

Работа была бы лишена необходимой конкретности без использования материалов геологопоисковых работ и данных рудничной документации огромного коллектива геологов производственных и научных территориальных организаций, неизменно содействовавших проведению исследований: Н. А. Артамоновой, В. А. Борисова, В. Я. Киселева, Н. А. Кужелевой, Г. Г. Калуцкого, В. Н. Кожевина, В. И. Лозовского, Т. М. Михайловой, В. И. Шульдинера и многих других.

В процессе написания работы автор пользовался советами и помощью В. И. Драгунова, В. В. Жданова, Н. И. Наковника, В. А. Рудника, Д. В. Рундквиста, С. Г. Чернорука, В. А. Черепанова. Существенную помощь оказали сотрудники ряда лабораторий ВСЕГЕИ, Механобра, ВИРГа и других организаций, выполнивших большое количество химико-аналитических, спектроскопических, геохронологических и других определений.

В оформлении работы большую помощь автору оказала Л. Н. Субботина.

Всем этим товарищам, а также М. Б. Бородаевской, В А. Жарикову, Э. П. Изоху, Д. С. Коржинскому, В. Н. Котляру, Н. И. Наковнику, П. М. Татаринову, А. Д. Щеглову, ознакомившимся с отдельными частями работы в рукописи и сделавшим ряд ценных замечаний, автор выражает свою искреннюю признательность.

С особой благодарностью автор отмечает большое творческое участие в подготовке рукописи к печати со стороны Т. М. Шияновой — литературного редактора монографии.

СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ МИНЕРАЛОВ

Аб — альбит
Ад — адуляр
Акт — актинолит
Алу — алунит
Амф — амфибол
Анк — анкерит
Анг — ангидрит
Ап — апатит
Би — биотит
Гс — гидрослюда
Гт — гематит
Ил — иллит
Као — каолинит
Кар — карбонат
Кв — кварц
Лк — лейкоксен
Ми — микроклин
Мон — монтмориллонит
Мт — магнетит
Нон — нонтронит
Ол — олигоклаз
Оп — опал
Оρ — ортоклаз
Пи — пироксен
Пл — плагиоклаз
Пт — пирит
Ро — роговая обманка
Ру — рутил
Сван — сванбергит
Сер — серицит
Сф — сфен
Тр — тремолит
Ту — турмалин
Фл — флогопит
Хл — хлорит
Эп — эпидот

ГЛАВА I

СООТНОШЕНИЕ ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ С МЕЗОЗОЙСКИМ МАГМАТИЗМОМ

В настоящее время является общепризнанным, что подавляющее большинство редкометальных месторождений Забайкалья связано с мезозойским магматизмом. Среди его продуктов автором выделяется три группы магматических комплексов, которым отвечают три группы рудных ассоциаций. Каждая из таких рудных ассоциаций включает ряд генетических типов рудных месторождений, для которых устанавливается родственная связь с той или иной группой магматических комплексов или с отдельно взятым комплексом.

Так, с аманано-кыринской группой комплексов связано молибденовое, золотое, свинцовое и цинковое оруденение; с кукульбийско-харалгинской группой — олово-вольфрамовое, а с нерчугано-куналейской — сурьмяно-ртутное, флюоритовое и золото-серебряное.

Распределение в пространстве указанных типов оруденения подчиняется определенным закономерностям, выявленным еще С. С. Смирновым [1944], обосновавшим концепцию о рудных поясах Забайкалья. Эта концепция успешно прошла проверку временем, хотя и претерпела некоторые уточнения в результате последующих работ [Кормилицын, 1959; Щеглов, 1959; Томсон и др., 1964, и др.].

Имеющиеся в настоящее время данные позволяют конкретизировать характер связи указанных рудных месторождений с материнскими породами и выявить в ряде случаев хронологические соотношения оруденения различных генетических типов.

Возможность решения этих вопросов определяется наличием в пределах каждого из рудных поясов как месторождений „чистой линии", так и случаев пространственного совмещения гетерогенного оруденения.

МОЛИБДЕНОВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ

Генетические особенности молибденового оруденения наиболее детально изучены в Северо-Восточном Забайкалье на примере месторождений восточного фланга золото-молибденового пояса (Аманан, Сырыгичи и др.), где оно нередко наблюдается в „чистом виде", т. е. не только в пределах рудного поля, но и в радиусе многих десятков километров порой нет даже признаков оруденения других генетических типов [Казицын и др., 1962, 1967]. Это обстоятельство существенно облегчает изучение характера связи оруденения с материнскими породами и другие особенности его формирования.

Согласно наблюдениям Г. В. Александрова, на территории рудных полей указанных месторождений из числа мезозойских гранитоидов распространены породы аманано-амуджиканского комплекса. На основании традиционной суммы признаков [Шаталов и др., 1965] достаточно убедительно доказывается наличие генетической связи молибденового оруденения с аманано-амуджиканским комплексом [Казицын и др., 1967]. При этом выявляются три типа молибденовой минерализации: 1) андалузит-кварцевых метасоматитов; 2) кварцевых жил; 3) штокверковых залежей.

Андалузит-кварцевые метасоматиты локализуются [Александров, 1966] исключительно в зоне эндо- и экзоконтактов массивов амананских гранитоидов с вмещающими породами и в удалении от них не известны. Рудная минерализация сосредоточена во внутренних зонах метасоматитов, реже в кварцевых линзах и представлена молибденитом, шеелитом, пиритом, а иногда и халькопиритом. Андалузит-кварцевые метасоматиты пересекаются дайками гранодиорит-порфиров — фельзитов (породы 1-й и 2-й фаз амуджиканского комплекса), не несущих каких-либо заметных постмагматических изменений.

Кварцево-молибденитовые жилы, нередко несущие главную массу промышленного оруденения, напротив, пересекают дайки гранодиорит-порфиров — фельзитов, и околорудные изменения этих жил накладываются на породы даек. Рудная минерализация в жилах более разнообразна: помимо молибденита в них присутствует пирит, а иногда халькопирит, магнетит, гематит, шеелит, айкинит, блеклая руда, галенит, сфалерит. Отложение этих минералов происходило в несколько стадий. На некоторых молибденовых месторождениях выделяется до 7 стадий минерализации [Дружинин и др., 1963].

Штокверковые залежи локализуются в окварцованных и калишпатизированных породах. Иногда общие масштабы их значительно превышают оруденение других типов. Штокверковое оруденение, как и кварцевые жилы, имеет отчетливо

более поздний характер по сравнению с дайками гранит-порфиров—фельзитов. Иногда в пределах штокверковых зон наблюдаются обломки жильного кварца с молибденитом, что указывает на возможность более позднего его характера по сравнению с кварцево-молибденовыми жилами. Рудная минерализация представлена молибденитом, пиритом, халькопиритом и незначительной примесью шеелита.

В пределах рудных полей собственно молибденовых месторождений, как правило, отсутствуют породы третьей и четвертой фаз амуджиканского подкомплекса (плагиопорфиры и гибридные порфиры). Лишь в редких случаях наблюдаются отдельные дайки пироксеновых порфиритов, имеющие отчетливо пострудный характер. Абсолютный возраст молибденового оруденения, найденный по серициту околожильных пород калий-аргоновым методом, составляет 140 млн. лет.

ЗОЛОТОЕ ОРУДЕНЕНИЕ

Тесная возрастная и пространственная сопряженность золотого оруденения с молибденовым, послужившая в свое время основанием к выделению общих для них металлогенических структур, лучше всего свидетельствует о их генетическом родстве. Действительно, если чисто молибденовые месторождения достаточно обычны, то золотые месторождения без признаков молибденовой минерализации практически не известны. Наиболее изученными из числа золотых месторождений являются Ключевское [Бородаевская, 1956; Петровская, Андреева, 1958] и Дарасунское [Тимофеевский, 1959, 1963].

Золоторудные месторождения, подобно молибденовым, всегда тяготеют к массивам гранитоидов аманано-амуджиканского комплекса и особенно к полям распространения даек амуджиканского подкомплекса. Преобладающим распространением на территории их рудных полей пользуются дайки гибридных порфиров — пироксеновых порфиритов (3-я и 4-я фазы амуджиканского комплекса).

Рудная минерализация, представленная сульфидами, арсенидами и самородным золотом, локализуется как в кварцевых жилах, так и в штокверковых зонах турмалинизированных, альбитизированных, а также серицитизированных и пиритизированных пород. В составе руд выделяется ряд минеральных ассоциаций, отвечающих определенным стадиям минерализации. На Ключевском месторождении выделяется 4 минеральные ассоциации [Петровская, Андреева, 1958], причем молибденит связан с первой из них. Кварцево-молибденитовые жилы рассекаются дайками гибридных порфиров, а золотое оруденение и турмалинизация накладываются на эти дайки. Дроб-

ление первичных кварцевых жил и цементация их турмалином с золотоносным пиритом, а также поздним кварцем с сульфидами (пирит, арсенопирит, халькопирит, блеклые руды, сфалерит и др.) и золотом составляют характерную особенность большинства золото-молибденовых месторождений.

Кварц-турмалиновые тела пересекаются пироксеновыми порфиритами, хотя наблюдаются и „молибденовые" пироксеновые порфириты [Бородаевская, 1956]. Согласно данным Г. В. Александрова, есть основание выделять как „дотурмалиновые", так и „послетурмалиновые" пироксеновые порфириты. Более поздний характер золотой минерализации, по сравнению с молибденовой, не подтверждается данными абсолютной геохронологии (140 млн. лет по околорудному серициту кварцево-золотых жил).

Таким образом, незначительное смещение золотого оруденения во времени, по сравнению с молибденовым, а также локализация того и другого в общих структурах и в пространственной связи с породами аманано-амуджиканского комплекса свидетельствуют о родстве его именно с этим комплексом. Вместе с тем, как и для других районов [Бородаевская, 1950], намечается парагенетическая связь золотого оруденения с малыми интрузиями ряда гибридных порфиров—пироксеновых порфиритов (3-я и 4-я фазы амуджиканского комплекса).

СВИНЦОВО-ЦИНКОВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ

Свинцово-цинковое оруденение сосредоточено главным образом в пределах полиметаллического рудного пояса Забайкалья, а в пределах золото-молибденового пояса самостоятельного значения не имеет, хотя признаки свинцово-цинковой минерализации присутствуют почти на каждом золото-молибденовом месторождении [Тимофеевский, 1963; Дружинин и др., 1963]. Вопросы металлогении свинца и цинка изучались многими авторами [Смирнов, 1944; Князев, 1957; Козеренко, 1963; Кормилицын, 1959; Образцова, 1958, и др.] и не являются темой нашего исследования. Однако вследствие наличия свинцово-цинковой минерализации на многих молибденовых и золото-сульфидных месторождениях необходимо кратко остановиться на ее соотношениях с молибденовой и золотой минерализацией.

Наиболее ярким примером совмещения молибденовой и свинцово-цинковой минерализации является Шахтаминское месторождение, где наряду с кварцево-молибденитовыми широко распространены кварц-карбонатно-сульфидные жилы с галенитом и сфалеритом.

Формирование руд молибденово-полиметаллических месторождений происходило в несколько этапов и стадий [Сотников, 1961; Рехарский, 1962], причем первый этап (кварцевые жилы с магнетитом и турмалином) отделен от второго (кварцевые и кварцево-карбонатные жилы) внедрением даек основного состава. Кварц-карбонатно-полиметаллическая стадия является завершающей в рудном процессе, после нее проявляется лишь безрудная кальцит-халцедоновая. Такое же положение свинцово-цинковой минерализации наблюдается на других молибденовых, золотых и золото-сульфидных месторождениях [Дружинин и др., 1963; Тимофеевский, 1963].

Полиметаллическое оруденение Забайкалья генетически связано с нерчинско-заводским комплексом, „представленным преимущественно малыми интрузиями пестрого состава" [Падалка, 1958]. Эти интрузии есть основание относить к амананно-кыринской группе комплексов, выделяя, возможно, наряду с амуджиканским в самостоятельный подкомплекс.

ОЛОВЯННО-ВОЛЬФРАМОВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ

Оловянно-вольфрамовое оруденение и пространственно и генетически обособлено от золото-молибденового и полиметаллического. Оно изучалось многими исследователями, которые единодушно связывали его с ультракислыми гранитоидами кукульбейско-харалгинской группы комплексов [Левицкий, 1964; Григорьев, Доломанова, 1956; Щеглов, 1958; Барабанов, 1961; Тихомиров и др., 1964; Тихомиров, 1960; Томсон и др., 1964].

Прямые наблюдения о соотношениях оловянно-вольфрамового оруденения с молибденово-золотым и полиметаллическим отсутствуют, так как случаи пространственного совмещения их не известны. В ряде случаев вольфрамовое (гюбнеритовое) оруденение наблюдается вместе с молибденовым (Букука, Белуха), однако вопрос об идентичности молибденового оруденения с рассмотренным выше остается нерешенным. Вместе с тем, согласно существующим представлениям, подтвержденным как геологическими наблюдениями, так и данными геохронологического исследования кукульбейских гранитов, олово-вольфрамовое оруденение является более молодым по сравнению с молибденово-золотым.

СУРЬМЯНО-РТУТНОЕ, ФЛЮОРИТОВОЕ И САМОРОДНОМЫШЬЯКОВОЕ ОРУДЕНЕНИЯ

Несмотря на то, что отдельные месторождения этой группы известны с давних пор и хорошо изучены [Петровская и др., 1961], до последнего времени вопросы о самостоятельном

металлогеническом значении низкотемпературного оруденения, о его районировании и генетической связи с магматизмом оставались нерешенными. Лишь результаты исследований последних лет позволили определить генетическое единство эпитермального оруденения Забайкалья, его генетическую связь с нижнемеловой интрузивно-эффузивной деятельностью [Фогельман, 1962], принадлежность его к классу эксгаляционно-осадочных и эксгаляционно-гидротермальных месторождений и выделить рудные пояса специфического эпитермального типа [Строна, 1962; Казицын и др., 1967].

Низкотемпературная минерализация Забайкалья представлена золотом и серебром, минералами сурьмы и ртути, самородным мышьяком, флюоритом и другими минералами, которые все в одном месторождении практически никогда не проявляются. Рудные тела, сложенные низкотемпературным халцедоновидным кварцем, локализуются как среди изверженных пород и осадочных толщ межгорных прогибов, так и среди эффузивных покровов. Во всех этих случаях рудный процесс сопровождается интенсивной аргиллизацией боковых пород.

Предположения о эксгаляционной природе эпитермального оруденения, обоснованные в ряде предыдущих работ, теперь подтверждены наблюдениями непосредственных переходов пластового оруденения осадочных толщ в оруденение секущих фундамент зон с сохранением типоморфных признаков минерализации. Кроме того, выяснение генетического положения эпитермального оруденения позволило с иных, более объективных позиций подойти к решению вопросов о его материнских источниках и пространственном размещении.

В пределах Северо-Восточного Забайкалья удалось доказать наличие генетической связи эпитермального флюоритово-редкометального оруденения с нерчуганским интрузивно-эффузивным комплексом. Аналогами нерчуганского комплекса в других структурных зонах Забайкалья, как указывалось выше, являются куналейский, гуджирский, „посленижнемеловой" и, возможно, ботовский комплексы [Тихомиров и др., 1964].

Соотношения эксгаляционного (эпитермального) оруденения с молибденовым однозначно решается в Северо-Восточном Забайкалье, где на рудопроявлении Северном наблюдается пересечение кварцево-молибденитовых жил линзами халцедоновидного кварца с мельниковит-пиритом, флюоритом, реже антимонитом, киноварью и другими минералами [Казицын, Александров, 1959]. При этом молибденит ранних жил замещается повеллитом, вульфенитом и другими молибдатами. Эксгаляционно-осадочное оруденение в пределах той же металлогенической структуры локализуется в верхнеюрских и нижнемеловых вулканогенно-осадочных толщах, перекрытых

послемеловыми базальтами. В пределах Ключевского месторождения наблюдается более поздний характер мышьяково-ртутного эпитермального оруденения по сравнению с золотым кварцево-турмалиновым. Наличие на молибденовых [Казицын, 1962] и молибденово-полиметаллических [Сотников, 1961; Казицын, 1965] месторождениях халцедоново-карбонатной, обычно безрудной, но иногда несущей признаки поздней минерализации, стадии свидедельствует о более позднем характере эпитермального оруденения, по сравнению с полиметаллическим.

Соотношения эпитермального оруденения с олово-вольфрамовым (по наблюдениям в Южном Забайкалье) также не оставляют сомнения в значительно более раннем характере последнего. Наконец, непосредственное определение абсолютного возраста эпитермального оруденения по гидрослюде боковых пород (124 млн. лет) свидетельствует о формировании его в нижнемеловое время.

В определении относительных возрастных соотношений отдельных типов эпитермального оруденения удалось установить наличие следующего ряда минеральных ассоциаций, в первом приближении отражающих последовательность их формирования: халцедоно-кварцево-золото-серебряная, халцедоно-сурьмяно-ртутная, халцедоно-мышьяковая.

Таким образом, эпитермальное оруденение Забайкалья является эксгаляционным, оно генетически связано с нижнемеловым вулканизмом и находится в парагенетическом родстве с эффузивно-экструзивными проявлениями.

ГЛАВА II

ТИПЫ РУДОСОПРОВОЖДАЮЩИХ МЕТАСОМАТИТОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗОЛОТО-МОЛИБДЕНОВОГО ПОЯСА

В пределах золото-молибденового пояса Забайкалья известно несколько сотен рудопроявлений и месторождений, различных по масштабам, условиям локализации и структурам рудных полей, а также по генезису и околорудным преобразованиям. Для удобства сравнительной характеристики околорудных пород производимое ниже описание дается для типовых месторождений следующих групп: кварцево-молибденовых жильных (тип Аманана-Сырыгичей), молибденовых штокверковых (тип Жирекена), кварцево-золото-молибденовых жильных (тип Давенды), золото-турмалиновых штокверковых (тип Рудоключей), кварцево-золото-сульфидных жильных (тип Дарасуна). Наконец, дается описание измененных пород молибденово-полиметаллического кварцево-жильного оруденения (тип Шахтамы).

В пределах золото-молибденового пояса с давних пор известно эпитермальное оруденение так называемого Балейского типа. Установлено, что этот тип оруденения широко распространен по всему Забайкалью и характеризуется не только наличием золото-серебряной минерализации, но также сурьмяно-ртутной, самородномышьяковой, флюоритовой и даже вольфрамовой [Щеглов, 1958].

Возросшее значение эпитермального оруденения не позволяет оставить вне рассмотрения вопрос о его околорудном метасоматизме. Поэтому на примере типовых представителей этой группы месторождений (Северное, Солонечное, Балей, Крайнее) и с учетом данных по другим месторождениям этого типа приводится характеристика их околорудных пород.

ОКОЛОРУДНЫЕ ПОРОДЫ СРЕДНЕТЕМПЕРАТУРНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Среднетемпературные месторождения золото-молибденового пояса Забайкалья подразделяются на кварцево-молибдени-

товые, кварцево-золото-молибденитовые и золото-турмалиновые, кварцево-молибдено-полиметаллические, золото-сульфидные, представленные обычно как жильным, так и штокверковым типами. Эти месторождения расположены в основном в пределах активизированной зоны палеозойской консолидации [Падалка, 1958] и генетически связаны с верхнеюрскими гранитоидами аманано-амуджиканского и шахтаминского комплексов.

Кварцево-молибденитовые жильные и штокверковые месторождения сосредоточены преимущественно в северо-восточной части золото-молибденового пояса. Они характеризуются резко подчиненной ролью (часто полным отсутствием) золоторудных или полиметаллических стадий минерализации, а также преобладанием серицитизации и ортоклазизации в составе околорудных изменений. К этой группе относятся несколько десятков рудопроявлений и месторождений, наиболее типичными и наиболее изученными из которых являются рассматриваемые ниже Аманан-Макитское (жильный тип) и Жирикенское (штокверковый тип).

Кварцево-золото-молибденитовые и золото-турмалиновые жильные и штокверковые месторождения тяготеют к осевой части золото-молибденового пояса. Для них характерно существенное участие, а иногда и преобладание золоторудной стадии минерализации, отчетливо наложенной на молибденитовую и сопровождающуюся турмалинизацией и альбитизацией боковых пород. К этой группе относятся, в частности, такие известные месторождения, как Давендинское (жильный тип) и Ключевское (штокверковый тип).

Кварцево-молибдено-полиметаллические и золото-сульфидные жильные и штокверковые месторождения наиболее типичны для южной части золото-молибденового пояса. В них наряду с более или менее проявленными стадиями молибденовой минерализации широко представлены также более поздние стадии золото-мышьяково-сульфидной и полиметаллической минерализации, причем в числе околорудных преобразований пород наряду с серицитизацией появляется гидрослюдизация и сванбергитизация. Околорудный метасоматизм этой группы месторождений рассмотрен на примере двух, широко известных и неоднократно описанных в литературе месторождений — Шахтамы (жильный тип) и Дарасуна (штокверковый и жильный типы).

Тип Аманан-Макита

Аманан-Макитское месторождение представлено серией кварцево-молибденитовых жил (свыше 40), распространенных на площади около 10—12 $км^2$. Оно залегает внутри Аманан-

ского массива амфиболо-биотитовых гранитоидов, выходящего на дневную поверхность на площади около 400 $км^2$, активно контактирующего с палеозойскими гранитами олекминского комплекса и прорываемого послеюрской интрузией нерчуганского комплекса.

Массив сложен умереннокислыми гранитоидами, варьирующими от диоритов вблизи эндоконтактов до амфиболово-биотитовых гранитов в его центральных частях. Породы центральных частей массива имеют порфировидный облик, а на территории Аманан-Макитского месторождения было выявлено даже несколько вытянутых в северо-восточном направлении тел гранит-порфиров, имеющих постепенные переходы к вмещающим их порфировидным гранитам.

Морфология массива, его структурные особенности, а также петрология подробно охарактеризованы в ряде работ [Шульдинер, 1960; Тихомиров и др., 1964; Казицын и др., 1967], что позволяет ограничиться здесь лишь кратким описанием преобладающих разновидностей пород, распространенных на территории рудного поля месторождения и подвергающихся метасоматическим изменениям около кварцево-молибденовых жил. Следует добавить, что вещественный состав, структуры рудного поля и измененные породы Аманан-Макитского и Сырыгичинского месторождений исследовались автором и его сотрудниками Г. В. Александровым, Н. Г. Беляевской, В. В. Павловой, Е. Н. Пановым с 1954 г. в течение ряда лет. Измененные породы месторождения также изучались по настоянию автора центральной тематической партией ЧГУ [Артамонова, 1958].

ВМЕЩАЮЩИЕ ПОРОДЫ

Вмещающие породы Аманан-Макитского месторождения представлены диоритами и гранодиоритами, амфиболово-биотитовыми порфировидными гранитами, а также гранит-порфирами и биотитовыми мелкозернистыми гранитами. Согласно наблюдениям Г. В. Александрова и Е. Н. Панова, все эти разновидности пород связаны между собой преимущественно постепенными переходами, хотя мелкие тела биотитовых мелкозернистых гранитов имеют иногда и резкие контакты с гранит-порфирами.

Диориты и гранодиориты слагают периферические части массивов амананского типа, они обладают равномернозернистым строением (размер зерен 1 — 3 *мм*), имеют темно-серый цвет и состоят из плагиоклаза (№ 38 — 40) — 55 — 43%, амфибола ($Ng = 1{,}667 \pm 3$; $Nm = 1{,}653 \pm 3$; $Np = 1{,}637 \pm 3$; $cNg = 17°$; $2V = -75°$) — 15 — 3%, калиевого полевого шпата ($2V = -71 - 69°$) — 8 — 26%, кварца — 10 — 21%, биотита

(Nm = 1,645 — 1,650) — 10 — 4%, а также примеси акцессорных минералов (магнетит, сфен, ильменит, ортит, апатит и циркон).

Химический состав пород соответствует следующим равнообъемным формулам:

по диориту

$$(d_v = 2{,}72) - Si_{142}Ti_2Al_{66}Fe^{\cdots}_9Fe^{\cdot\cdot}_8Mn_{0,3}Mg_{17}Ca_{18}Na_{21}K_8P_1(OH)_{16}O_{446};$$

по гранодиориту

$$(d_v = 2{,}64) - Si_{176}Ti_{0,9}Al_{55}Fe^{\cdots}_4Fe^{\cdot\cdot}_3Mn_{0,1}Mg_7Ca_8 \times$$

$$\times Na_{18}K_{15}P_{0,4}(OH)_{13}O_{465}.$$

Амфиболово-биотитовые порфировидные граниты, слагающие внутреннее „ядро" Аманангского массива и значительную часть территории месторождения, представляют собой массивные крупнозернистые породы с обильными вкрапленниками калиевого полевого шпата, имеющими размер 4×6 *мм* на фоне среднезернистой основной массы (1—2 *мм*). Граниты имеют относительно постоянный минеральный состав и сложены плагиоклазом (№ 27) — 35%, калиевым полевым шпатом (преимущественно ортоклазом) — 27%, кварцем — 32%, биотитом (Nm = 1,640 ± 2) — 4,5%, амфиболом (Ng = 1,661 ± 2; Nm = 1,656 ± 2; Np = 1,651 ± 2; cNg = 19°; $2V = 6{,}5°$) —1—2%, сфеном — до 0,5%, апатитом и цирконом. Химический состав гранитов, судя по данным 10 анализов [Казицын и др., 1967], варьирует в сравнительно узких пределах. Незначительно изменяется и их объемный вес, составляя в среднем 2,63. Равнообъемная формула гранита:

$$Si_{183}Ti_{0,6}Al_{12}Fe^{\cdots}_{2,6}Fe^{\cdot\cdot}_3Mn_{0,1}Mg_4Ca_7Na_{20}K_{14}P_{0,2}(OH)_9O_{455}.$$

Амфиболово-биотитовые гранит-порфиры и мелкозернистые граниты залегают в пределах рудного пояса в виде вытянутых в северо-восточном направлении четырех тел, внутри которых наблюдаются вариации структуры и состава, что и создает впечатление частой перемежаемости этих двух разновидностей пород. Кроме того, встречено три небольших тела мелкозернистых гранитов, имеющих четкие контакты с вмещающими породами.

Гранит-порфиры и мелкозернистые граниты сложены плагиоклазом (№ 17 — 20) — 30 — 40%, калиевым полевым шпатом (преимущественно ортоклазом) — 27—33%, кварцем — 25—32%, биотитом (Nm = 1,648) — 3 — 4%, амфиболом (cNg = = 23°; $2V = -66°$) — 0,1 — 1%, магнетитом, сфеном, цирконом, апатитом (0,5—1%).

Переходы от порфировидных гранитов к гранит-порфирам осуществляются в интервалах нескольких дециметров и сопровождаются появлением постепенно возрастающего количества мелкозернистого материала, заполняющего промежутки между зернами минералов порфировидного гранита. Зернистость этой основной массы постепенно уменьшается от 0,3 до 0,1 *мм*, и порода приобретает порфировую структуру, определяемую наличием вкрапленников калиевого полевого шпата (3×5 *мм*), плагиоклаза (1×3 *мм*), кварца (2—3 *мм*), составляющих до 30% от общего объема породы.

Химический состав пород отвечает следующей формуле ($d_v = 2{,}62$):

$$Si_{193}Ti_{0,3}Al_{53}Fe^{III}_{1}Fe^{II}_{3}Mn_{0,1}Mg_2Ca_6Na_{18}K_{13}(OH)_{11}O_{484}.$$

Петрохимические исследования пород рудного поля месторождения ($a/c = 3{,}2$; $Q = 13{,}9$) свидетельствуют о принадлежности их к нормальному ряду умереннокислых пород и о существенном отклонении в сторону повышенной щелочности.

Представляет также интерес выяснение распределения в первичных породах и их минералах элементов-примесей. Ус-

Таблица 1

Распределение акцессорных примесей в некоторых породах и слагающих их минералах амананского комплекса (по данным количественного химического анализа)

Породы и минералы	Mo		Pb		U		Be	
	$n \cdot 10^{-4}$%	Число опред.	$n \cdot 10^{-4}$%	Число опред.	$n \cdot 10^{-4}$%	Число опред.	$n \cdot 10^{-4}$%	Число опред.
Гранодиориты	6,7	7	30	12	4,8	8	1,8	1
Гранит-порфиры и аплиты	7,7	4	—	—	5,8	3	8,8	5
В минералах пород:								
Кварц	5,3—5,5	8	—	—	1,1	10	1,8	1
Плагиоклаз					0,7			
Ортоклаз и микроклин	4,3	11	—	—	0,6	8	3,6	2
Биотит	10—17	3	—	—	9,2	1	—	—
Амфибол	—	—	—	—	—	—	—	—
Сфен	105—111	6	—	—	—	—	—	—
Циркон	—	—	—	—	700	13	—	—

тановлено, что в аманапских гранитах и гранит-порфирах наряду с обычным для гранитов характером распределения таких элементов, как Co, Ni, V, Ba, Sr, Ga, Y, Zr, Sn, наблюдается несколько повышенное против кларкового (табл. 1) содержание Mo, Pb, U, Be, закономерно возрастающее от ранних фаз к поздним.

СТРОЕНИЕ АМАНАН-МАКИТСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ И ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ РУДНОГО ПРОЦЕССА

В пределах рудного поля месторождения выделяются четыре участка, разобщенные пространственно и различающиеся характером рудных тел и типом минерализации. Считается, что наибольший интерес представляют кварцевые жилы I и III участков, II участок объединяет штокверковые зоны с

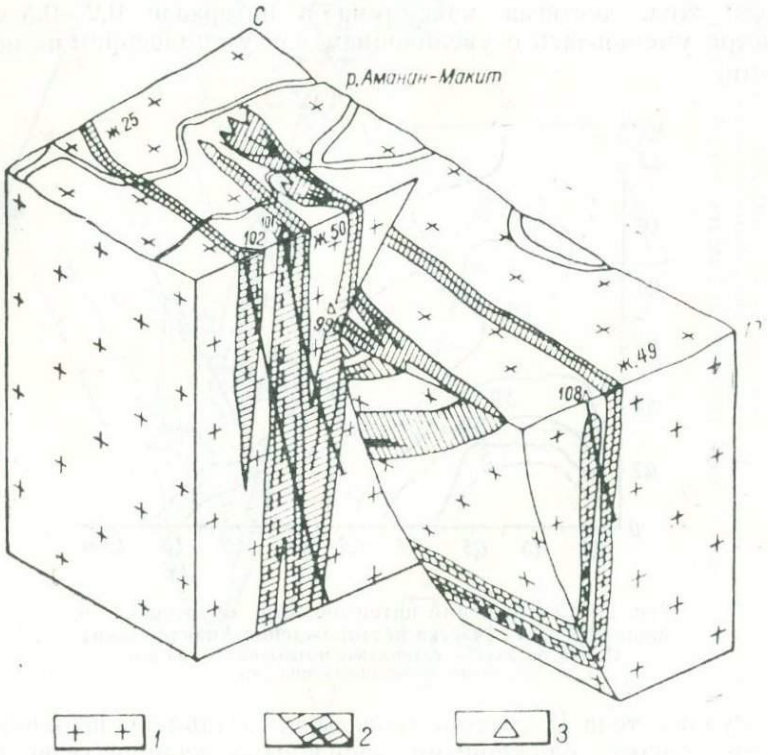


Рис. 1. Блок-диаграмма Южного фланга жильной зоны I участка Аманан-Макитского месторождения.

1—амфиболо-биотитовые граниты; *2*—рудные жилы с ореолом измененных пород; *3*—скважины колонкового бурения.

бедным оруденением, IV участок — линзовидное кварцевое тело с убогой вкрапленностью молибденита и шеелита (здесь не рассматривается).

Рудные тела I участка представлены системой субпараллельных кварцевых жил (50, 49, 25), имеющих меридиональное и северо-восточное простирание (0 — 20°) и круто падающих на запад. Система этих жил в виде широкой полосы (500 *м*) протягивается на расстояние до 1600 *м* и на южном фланге смыкается с штокверковой зоной 2-го бедного оруденения. Жилы 50, 49, 25 имеют мощность в центральных частях до 1—4 *м*, они хорошо прослеживаются по простиранию (до 740 *м*, жила 25), сравнительно быстро уменьшают мощность на глубину (рис. 1), расщепляются на выклинивании, образуя ряд прожилков, смыкающихся с зонами штокверкового оруденения. Интенсивность оруденения, по наблюдениям Е. Н. Панова (рис. 2), существенно зависит от мощности жил, достигая максимума в интервале 0,2—0,5 *м* и быстро уменьшаясь с увеличением или уменьшением их мощности.

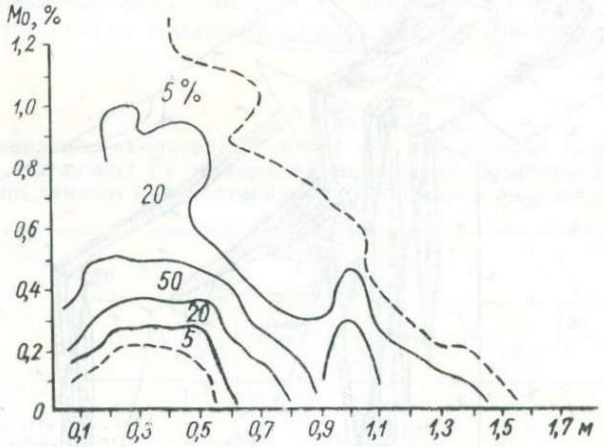


Рис. 2. Соотношение интенсивности оруденения и мощности жил I участка месторождения Аманан-Макит. По оси ординат — содержание молибдена (%), по оси абсцисс — мощность жил (*м*).

Рудные тела II участка (рис. 3) представлены штокверковыми зонами, сложенными дроблеными калишпатизированными и окварцованными гранитами, насыщенными густой сетью мелких кварцевых прожилков. Мощность отдельных частей зон составляет 7 — 10 *м*, иногда до 20 *м*, а протяженность достигает 250 *м*. Поведение зон на глубину непостоян-

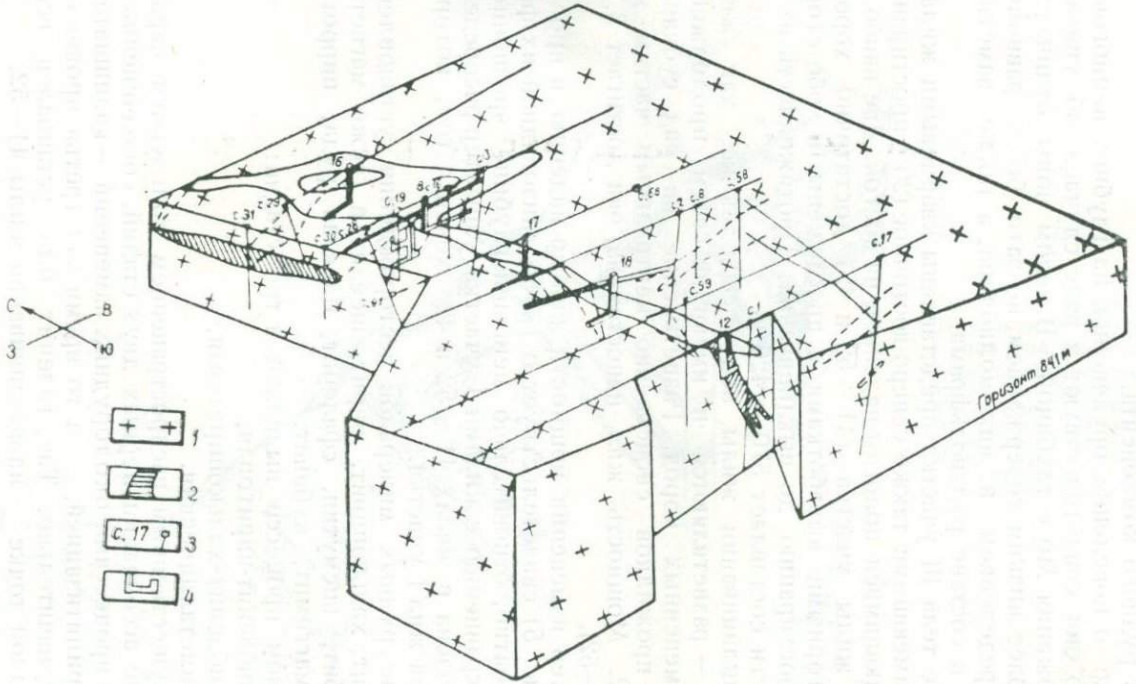


Рис. 3. Блок-диаграмма II участка месторождения Аманан-Макит.

1—амфиболо-биотитовые граниты; *2*—контуры гидротермально измененных рудоносных пород; *3*—скважины колонкового бурения; *4*—подземные горные выработки.

пое. Так, рудная зона I в южной части имеет крутое падение на восток, а в северной—пологое на запад. Участок изменения ее залегания отличается заметным увеличением содержания рудного компонента.

Данные о поведении оруденения на глубину немногочисленны, но они свидетельствуют в ряде случаев об увеличении содержания Mo с глубиной. В целом зоны отличаются хотя и более низким содержанием, но зато более равномерным распределением в них молибдена, а также заметным участием в составе руд вольфрама.

Рудные тела III участка представлены кварцевыми жилами (рис. 4), имеющими также северо-восточное (20°) простирание, но отличающимися пологим падением на восток. Две наиболее крупные жилы участка (41 — 52 и 42) достаточно хорошо вскрыты горными выработками и прослежены в обе стороны по простиранию до выклинивания. Протяженность их по поверхности составляет 570 и 420 *м*.

На выклинивании жилы ведут себя так же, как жилы I участка — разветвляются и имеют на своем продолжении шлейф измененных пород. Разветвление на ряд субпараллельных прожилков свойственно центральным частям жилы 41—52. Мощность жил непостоянна, она достигает 3,7 *м* (жила 41—52).

Характер изменения мощности жил по падению и простиранию (рис. 5) свидетельствует о грубо линзовидной их форме и, вероятно, относительно меньшей глубине эрозионного среза по сравнению с жилами I участка. Характер распределения молибдена в жилах 41 — 52 и 42 сходен с тем, который указан для жил I участка.

В числе рудных минералов месторождения установлены: молибденит, халькопирит, пирит, шеелит, а также магнетит, арсенопирит, висмутин, сфалерит, блеклая руда, пирротин, гематит, маггемит, кубанит.

В рудном процессе выделяются три стадии:

1) молибденит-пиритовая,
2) молибденит-халькопиритовая,
3) полиметаллическая.

Преимущественным распространением пользуются парагенетические ассоциации первых двух стадий, соподчиненные с главными процессами околорудных изменений — калишпатизацией и серицитизацией, — в то время как третья проявилась весьма незначительно. Так, галенит был установлен всего лишь в одной точке — на выклинивании жилы 41—52.

Заключительные стадии гидротермального процесса характеризуются образованием цеолитовых жилок и прожилков, а также избирательной цеолитизацией вмещающих пород.

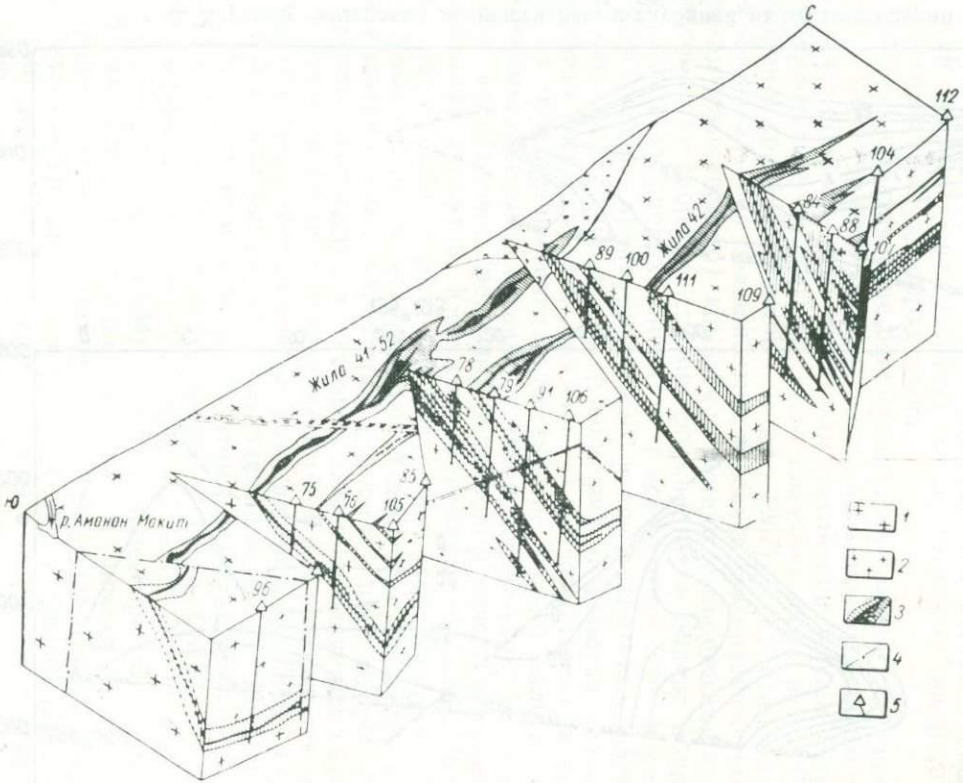


Рис. 4. Блок-диаграмма III участка месторождения Аманан-Макит.

1—амфиболо-биотитовые порфировидные граниты; *2*—гранит-порфиры и мелкозернистые граниты; *3*—кварцевые рудные жилы с ореолами измененных пород; *4*—тектонические нарушения; *5*—скважины колонкового бурения.

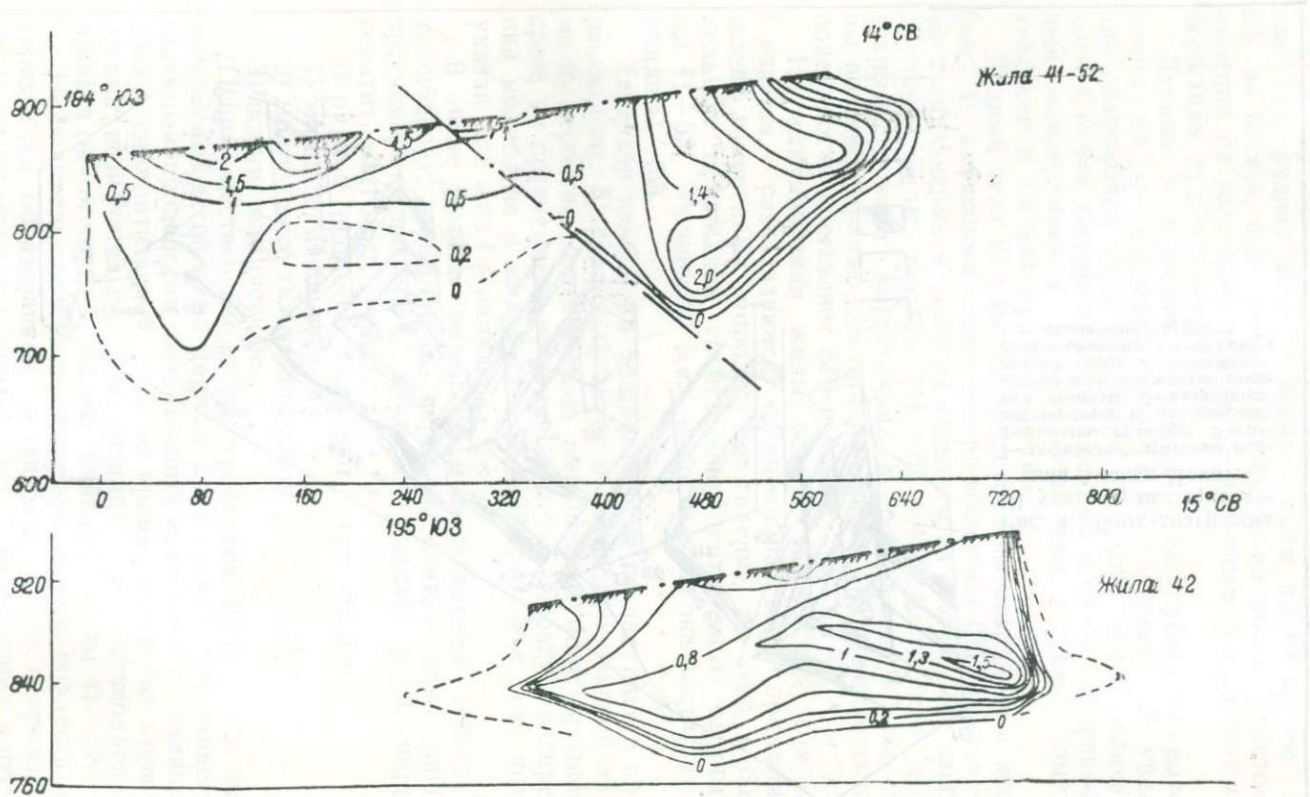


Рис. 5. Характер изменения мощности жил с глубиной на месторождении Аманан-Макит (жилы 41—52 и 42).

По оси ординат — глубина подсечения (*м*); по оси абсцисс — длина жилы (*м*).

Формирование амананских гранитоидов сопровождается весьма интенсивной и продолжительной гидротермальной деятельностью, рудный процесс и околорудный метасоматоз в которой составляет лишь один этап и не самый значительный по своей масштабности. В числе главных этапов гидротермальной деятельности и соответственно метасоматических преобразований могут быть выделены: 1) автометасоматические преобразования гранитоидов (автометасоматоз ранней щелочной стадии); 2) контактово-метасоматические преобразования (стадии кислотного выщелачивания); 3) собственно околорудный (рудосопровождающий) метасоматоз; 4) пострудные гидротермальные преобразования.

Автометасоматические преобразования амананских гранитоидов характеризуются исключительным преобладанием калиевого метасоматоза с некоторым увеличением роли натрия в завершающие стадии. Как было показано нами ранее [Тихомиров и др., 1964; Казицын и др., 1967], в Северо-Восточном Забайкалье на большинстве массивов амананского (амананo-амуджиканского) комплекса именно с процессами автометасоматоза диоритов связано формирование подчас обширных полей кварцевых сиенитов и монцонитов. Эти породы распространены преимущественно в приконтактовых частях массивов среди диоритов и гранодиоритов, а иногда слагают отдельные выступы этих массивов. О метасоматическом способе их образования свидетельствует не только наличие постепенных переходов (правда, в узком интервале), но и нередкое присутствие среди них реликтовых участков непереработанных диоритов. Кварцевые монциониты обладают более крупнозернистым и обычно порфировым строением, а для кварцевых сиенитов, которые, как и диориты, являются равномернозернистыми, характерен розоватый цвет за счет повышенного количества в них ортоклаза. Вкрапленники калиевого полевого шпата в монцонитах (4—6 *см*) развиваются метасоматически, отчетливо замещая плагиоклаз. Кварцевые сиениты и монциониты сложены плагиоклазом (№ 23—30) — 50—60%, калиевым полевым шпатом (ортоклаз, $2V = 70°$) — 17—24%, кварцем — 6—12%, биотитом ($Nm = 1{,}643 \pm 2$) — 7—13%, амфиболом ($2V = -72°$; $cNg = 18—20°$; $Ng = 1{,}661 \pm 2$; $Nm = 1{,}643 \pm 2$; $Np = 1{,}634$) — 0—6%, акцессорными минералами (магнетит, сфен, ильменит, апатит, циркон) — 2—3%.

Процесс автометасоматического преобразования диоритов минералогически состоит в раскислении плагиоклаза (от № 38—40 до № 23—30 и даже до альбита в краевых частях) и замещении его пертитизированным ортоклазом, в замещении роговой обманки агрегатом биотита, кварца, магнетита, а

иногда и сфена. Состав кварцевых сиенитов отвечает следующей равнообъемной формуле ($d_v = 2{,}66$):

$$Si_{152}\,Ti_2\,Al_{59}\,Fe^{\cdots}_5\;Fe^{\cdot\cdot}_8\,Mn_{0,2}\,Mg_8\,Ca_9\,Na_{29}\,K_{13}\,(OH)_{82}\,O_{362}.$$

Сравнение этой формулы с формулой диорита и почленное вычитание их позволяет определить химизм процесса автометасоматического сиенитообразования, главной особенностью которого является вынос фемических компонентов и привнос щелочей, а также кремнезема:

$$Si_{+10}\,Ti_0\,Al_{-7}\,Fe^{\cdots}_{-4}\,Fe^{\cdot\cdot}_0\,Mn_{+0,1}\,Mg_{-9}\,Ca_{-9}\,Na_{+8}\,K_{+5}(OH)_{+66}\,O_{-84}.$$

Процессы автометасоматической сиенитизации непосредственно не связаны с рудообразованием, отделенным от них хронологически, а нередко и пространственно. Однако замечено, что наиболее интенсивное проявление их свойственно как раз тем массивам (амананский, сырыгичинский), в пространственной связи с которыми или внутри которых локализуются достаточно крупные месторождения. Кроме того, сами автометасоматически преобразованные породы иногда отличаются некоторым увеличением содержания молибдена и вольфрама.

Контактово-метасоматические образования стадии кислотного выщелачивания тесно связаны с автометасоматической сиенитизацией и, будучи распространены исключительно в контактовых зонах массивов, имеют внешние фации, сложенные сиенитизированными диоритами и кварц-калишпатовыми метасоматитами. Однако относить те и другие к единой метасоматической колонке, на наш взгляд, вряд ли целесообразно, учитывая прежде всего разную масштабность этих явлений и нередко их пространственную разобщенность.

Детальное исследование контактово-метасоматических преобразований в связи с массивами амананского типа [Казицын, Александров и др., 1962; Александров (1964), 1966] показывает, что они обладают отчетливой зональностью, весьма своеобразным минеральным составом (наличием кварц-андалузитовой фации) и обязаны своим образованием воздействию гидротермальных растворов, специализированных в отношении молибдена и вольфрама. Андалузитсодержащие контактовые метасоматиты обнаруживаются около многих массивов гранитоидов амананского типа, залегая в виде относительно широких (до 500 *м*) протяженных (до 2—3 *км*) прерывистых полос и распространяясь как в сторону эндо-, так и экзоконтакта. Они были установлены в связи с Амананским, Сырыгичинским, Каравнитским, Итакинским и другими массивами. В строении их (Сырыгичинский массив; Александров, 1964)

выделяются следующие зоны: 0 — неизмененных диоритов и автометасоматических кварцевых сиенитов в эндоконтакте и биотитовых гранитов (Pz) в экзоконтакте; I — фельдшпатизации; II — андалузитизации; III — окварцевания.

0. Зона неизмененных пород. Рассматриваемые метасоматические преобразования захватывают обширную полосу пород в зоне контакта массивов аманапского типа с палеозойскими (преимущественно олекминскими гранитами) породами и происходят после автометасоматических изменений. Вследствие этого в качестве неизмененных пород наряду с палеозойскими гранитами и аманапскими диоритами выступают также автометасоматические сиениты.

Палеозойские граниты олекминского комплекса имеют среднезернистое порфировидное строение и следующий минеральный состав: плагиоклаз (№ 20) 41%, калиевый полевой шпат (микроклин) 31%, кварц 23%, биотит 4%. Равнообъемная формула ($d_v = 2{,}63$):

$$Si_{193}\,Ti_{0,3}\,Al_{44}\,Fe^{\cdot\cdot\cdot}_{2}\,Fe^{\cdot\cdot}_{5}\,Mn_{0,1}\,Mg_{2}\,Ca_{4}\,Na_{19}\,K_{14}\,(OH)_{7}\,O_{475}.$$

Состав аманапских диоритов и сиенитов указан выше.

I. Зона фельдшпатизации и деанортитизации прослеживается как в эндо-, так и в экзоконтактовых частях массивов и имеет мощность от нескольких десятков до первых сотен метров. Кварц-полевошпатовые породы зоны развиваются как по диоритам и сиенитам эндоконтактовых частей массивов, так и по вмещающим палеозойским гранитам. Интересно отметить, что качественный и количественный минеральный состав калишпатовых метасоматитов, образовавшихся как по диоритам и сиенитам, так и по биотитовым гранитам, достаточно близок. Они имеют равномернозернистое строение и сложены слегка альбитизированным плагиоклазом (№ 17) — 32—39%, ортоклазом ($2V = -65°$) — 27—32%, кварцем —29—33%, небольшим количеством биотита ($Nm = -1{,}600$), а иногда и серицита — 2—3%, гематита —0,5% (редко до 5%), рутила, циркона и апатита. Устойчивая минеральная ассоциация зоны: Аб, Ор, Кв, Би, Гем, Ру.

Химический состав пород зоны соответствует следующим равнообъемным формулам:

по диориту ($d_v = 2{,}59$):

$$Si_{166}\,Ti_{1}\,Al_{54}\,Fe^{\cdot\cdot\cdot}_{3}\,Fe^{\cdot\cdot}_{4}\,Mn_{0,1}\,Mg_{8}\,Ca_{7}\,Na_{28}\,K_{15}\,(OH)_{7}\,O_{464};$$

по биотитовым гранитам ($d_v = 2{,}60$):

$$Si_{191}\,Ti_{0,3}\,Al_{46}\,Fe^{\cdot\cdot\cdot}_{2}\,Fe^{\cdot\cdot}_{1}\,Mn_{0,1}\,Mg_{2}\,Ca_{4}\,Na_{17}\,K_{16}\,(OH)_{6}\,O_{473}.$$

II. Зона андалузитизаций распространена преимущественно в экзо- и реже в эндоконтактовых частях массива; залегает среди калишпатизированных пород в виде мощных (от 20 до 200 *м*) линзовидных тел, иногда непрерывно прослеживающихся на расстояние до 1 *км*. Андалузитизированные метасоматические породы (местное название „полосатики") обладают мелкозернистым строением, своеобразным розоватым цветом, а также полосчатой, реже массивной текстурой.

Реликты структуры первичных пород практически не устанавливаются, собственная структура андалузитизированных пород — роговиковая. Минеральный состав андалузитовых полосатиков: кварц 45—60%, ортоклаз 15—20%, андалузит ($Ng = 1{,}653 \pm 2$; $Nm = 1{,}646 \pm 2$; $Np = 1{,}642$; $2V = -78°$) 12—13%, флогопит ($Nm = 1{,}590$) и иногда мусковит ($Nm = 1{,}595$) 6,5—8,0%. Кроме того, в небольших количествах присутствуют: альбит, силлиманит, турмалин, шеелит, пирит, халькопирит, рутил, молибденит, циркон, апатит. Устойчивая минеральная ассоциация: Кв, Ор, Анд, Фл, (Му), Ру, Пт. Равнообъемная формула андалузитовых полосатиков ($d_v = 2{,}62$):

$$Si_{193}\, Ti_{0,2}\, Al_{44}\, Fe^{\cdots}_{6}\, Fe^{\cdot\cdot}_{2}\, Mn_{0,0}\, Mg_1\, Ca_1\, Na_3\, K_{14}\, (OH)_{12}\, O_{463}.$$

III. Зона окварцевания — это центральная зона ореолов приконтактовых метасоматически измененных пород, которая прослеживается в пределах андалузитовых полосатиков в виде прерывистых линз, имеющих протяженность до 50 *м* при мощности до 10 *м*. Она характеризуется замещением андалузита кварцем и мусковитом при сохранении количества ортоклаза на уровне предыдущей зоны.

Порода имеет роговиковую структуру и полосчатую либо массивную текстуру. Минеральный состав: кварц 60 — 70%, ортоклаз 15—20%, альбит 5%, андалузит 0,5—1%, мусковит до 5%, пирит, халькопирит, рутил, циркон. Устойчивая минеральная ассоциация: Ор, Кв, Му, Ру, Пт. Равнообъемная формула породы ($d_v = 2{,}66$):

$$Si_{224}\, Ti_{0,2}\, Al_{25}\, Fe^{\cdots}_{5}\, Fe^{\cdot\cdot}_{0}\, Mn_0\, Mg_1\, Ca_1\, Na_3\, K_{13}\, (OH)_7\, O_{498}.$$

Примесь рудных элементов (Mo, W) здесь достигает ощутимых величин (0,01 — 0,1%).

Сравнение равнообъемных формул пород различных зон показывает, что на фоне устойчивого поведения глинозема во всех зонах, кроме центральной, наблюдается существенный вынос Ca, $Fe^{\cdots}$, $Fe^{\cdot\cdot}$, Mg, Na и значительный привнос Si, а также K (последнего лишь в промежуточных зонах). Кроме того, велик относительный привнос рудных элементов (Mo, W) и серы. Перемещение указанных компонентов про-

исходит последовательно от зоны к зоне: в зоне I преобладает в основном вынос Ca, $Fe^{\cdot\cdot}$, в зоне II — Mg, Na, в зоне III — K, Al. Привнос Si наиболее интенсивен в зоне II.

Минеральные преобразования пород, будучи взаимообусловлены химизмом процесса, сводятся к последовательному уменьшению числа сосуществующих минералов. В соответствии с последовательным переходом в подвижное состояние минералообразующих компонентов намечается метасоматическая колонка андалузитизации — идеализированная схема последовательного изменения числа фаз и числа компонентов (табл. 2).

Таблица 2

Схематическая метасоматическая колонка андалузитизации*

Фазы, компоненты	Зоны				
	0—неизмененная порода (диорит)	0—неизмененная порода (гранит)	I—калишпатизированная порода	II—андалузитовый „полосатик"	III—окварцованная порода
Минеральные парагенезисы зон	Амфибол (грюнерит+тремолит)	—	—	—	—
	Плагиоклаз (альбит+анортит)	Плагиоклаз (альбит+анортит)	Плагиоклаз (альбит ± анортит)	—	—
	Биотит (лепидомелан+флогопит)	—	Биотит (флогопит + лепидомелан)	Флогопит+мусковит	—
	Ортоклаз	Ортоклаз	Ортоклаз	Ортоклаз	Ортоклаз
	Кварц	Биотит	Кварц	Кварц	Мусковит, кварц
	Сфен	Кварц, ильменит	Рутил	Андалузит, рутил	Рутил
	Магнетит	Магнетит	Гематит	Пирит	Пирит
Инертные и избыточные компоненты	Ti, Al, K, Si, Mg, Na, $Fe^{\cdot\cdot\cdot}$, $Fe^{\cdot\cdot}$, Ca	Ti, Al, K, Si, Mg, Na, $Fe^{\cdot\cdot\cdot}$, $Fe^{\cdot\cdot}$, Ca	Ti, Al, K, Si, Mg, (Na), $Fe^{\cdot\cdot\cdot}$	Ti, Al, K, Si, (Mg)	Ti, (Al), K, Si

* К числу виртуальных минералов отнесены, помимо породообразующих, также те из акцессорных минералов, которые участвуют в реакциях метасоматического замещения.

Рассмотрение схемы метасоматической колонки показывает, что тенденция к уменьшению числа сосуществующих минеральных фаз по мере перехода от неизмененных пород к нацело окварцованным достаточно очевидна, хотя и не

вполне отчетлива в зоне I. Но если обратить внимание на дифференцированность замещения плагиоклаза и биотита и условно рассматривать эти минералы, а также амфибол как „двухфазные" системы, то выявится совершенно определенное уменьшение числа породообразующих минеральных фаз от зоны к зоне. В то же время число инертных компонентов, будучи на единицу меньше числа фаз, также последовательно сокращается.

Так, в зоне I исчезает амфибол и неравновесна анортитовая составляющая плагиоклаза. Однако в силу высокого потенциала калия деанортизация замедляется, что, впрочем, свойственно и магматическому процессу [Коржинский, 1960]. Поэтому плагиоклаз отличается несколько повышенной основностью, чем это требуется по условиям равновесия. В качестве новообразованного метасоматического минерала выступает ортоклаз.

В зоне II исчезает раскисленный плагиоклаз и лепидомелановая составляющая биотита. Добавляется новая фаза — андалузит. Наконец, в зоне III устойчивы ортоклаз, мусковит и отвечающий „избыточному" компоненту кварц.

Следует заметить, что метасоматическая колонка включает лишь главные породообразующие и акцессорные минералы. Из числа последних рассмотрены: магнетит, сфен, ильменит, гематит, пирит, рутил, которые являются чуткими индикаторами зональности. Поведение этих минералов достаточно обычно: сфен в связи с переходом Ca в подвижное состояние в зоне I замещается рутилом, сохраняющимся неизмененным до конца процесса (и даже как будто неустойчивым в зоне III), а магнетит при переходе в подвижное состояние $Fe^{"}$ замещается сначала гематитом (зона I), а затем пиритом, сохраняющимся до конца процесса.

Особого рассмотрения заслуживает вопрос об инертности алюминия и калия. Алюминий, как известно, инертен в большинстве метасоматических процессов, во всяком случае при $8 > pH > 3{,}2$. В рассматриваемом случае он инертен во всех зонах, кроме центральной. Это обстоятельство, а также характер устойчивых минеральных парагенезисов свидетельствует о различной кислотности — щелочности поровых растворов во внутренних и внешних зонах колонки метасоматитов. Если во внешних зонах, судя по преобладающей калишпатизации, господствуют щелочные условия, то во внутренних явно имеет место кислотное выщелачивание.

В зоне III алюминий заметно выносится, в то время как количество ортоклаза (и соответственно K) остается почти постоянным. С таким своеобразным поведением Al — (его меньшей инертностью по сравнению с калием) мы здесь стал-

киваемся впервые. Этот факт, по мнению Г. В. Александрова [1966], указывает на то, что фазовый состав зоны III определяется связующей ролью калия, являющегося виртуальным инертным компонентом. В этом состоит принципиальное отличие рассмотренных метасоматитов от биминеральной кварц-андалузитовой фации вторичных кварцитов [Коржинский, 1955].

Имея в виду инертность глинозема во всех зонах, кроме внутренней, можно рассчитать теоретический минеральный состав кварц-андалузит-ортоклазового метасоматита (андалузитового „полосатика") или биминеральной кварц-андалузитовой породы. Такие расчеты на основе метода молекулярных объемов с учетом изменений пористости показывают, что формирование данного метасоматита происходит по принципу аллокомпенсационного замещения [Казицын, 1958] и что идеальный состав кварц-андалузитовой породы, образовавшейся за счет гранита, отвечает содержанию 17% андалузита и 83% кварца. В случае сохранения 20% ортоклаза содержание андалузита и кварца соответственно составляет 12 и 68%.

Глубокая метасоматическая переработка пород при формировании андалузитовых „полосатиков" сопровождается существенными изменениями содержания элементов-примесей. Так, количество фосфора снижается в 10 раз, а концентрация молибдена и вольфрама нарастает, значительно превышая кларковые их содержания для неизмененных пород; в числе новообразований появляются молибденит и шеелит.

Последнее обстоятельство выделяет андалузитовые „полосатики" в число метасоматических пород, являющихся наиболее прямыми признаками металлоносности амананских гранитоидов. Более того, они могут рассматриваться [Александров, 1966] как новый тип редкометальных руд Северо-Восточного Забайкалья.

Рудосопровождающие метасоматиты Аманан-Макита характеризуются наличием трех типов метасоматической зональности, отвечающих трем основным типам рудных тел. Соответственно выделяются три типовых колонки: 1) преобладающей ортоклазизации и адуляризации с подчиненной гидрослюдизацией (жилы I участка); 2) сплошной калишпатизации (преимущественно штокверковые зоны II участка); 3) гидрослюдизации с подчиненной адуляризацией (жилы III участка). Кроме того, необходимо отметить явления пострудной цеолитизации. Три типа колонок соподчиненно связаны друг с другом, что отчетливо выявляется при сопоставлении их особенностей вертикальной и горизонтальной зональности.

Околорудные породы I участка. Рудные тела I участка (см. рис. 1) представлены в основном серией крутопадающих субмеридиональных кварцево-молибденитовых жил (около 30), протягивающихся на 100, 200 и даже 740 *м* и имеющих на

своем продолжении зоны штокверкового оруденения. В последних наблюдается интенсивное дробление, гнейсирование измененных гранитов, густое насыщение (иногда даже цементация) их кварцевым материалом с сульфидами железа, меди и молибдена. Такие штокверковые зоны установлены на южном фланге жил 49, 50 и в меньшей мере жилы 25, а также при выклинивании их на глубине.

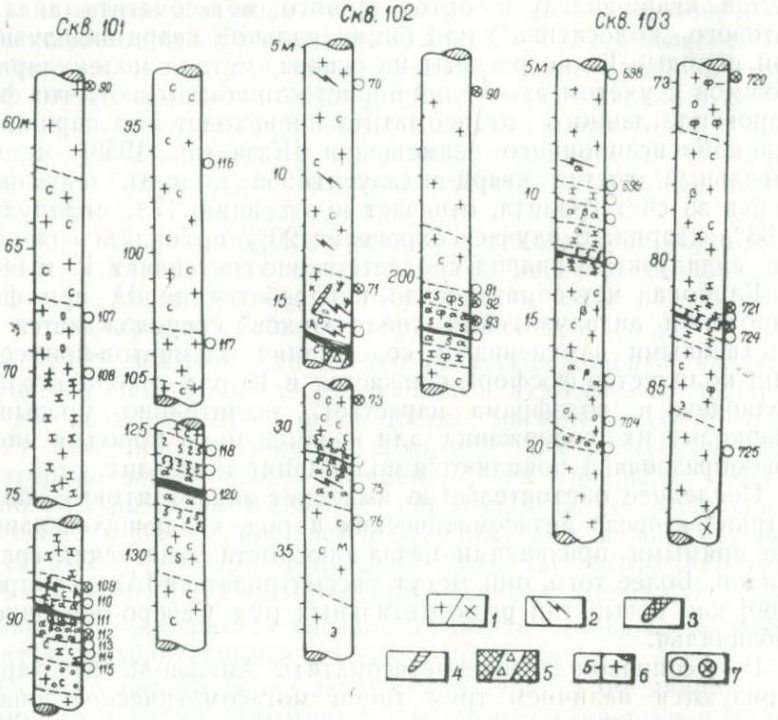


Рис. 6. Детальные разрезы по скважинам I участка месторождения Аманан-Макит.

1—амфиболо-биотитовые граниты и гранит-порфиры; *2*—кварцевые жилы и прожилки с молибденитом; гидротермальные изменения в форме адуляризации (*а*), биотитизации (*β*), флогопитизации (*ф*), альбитизации (*А*), серицитизации (*s*), гидрослюдизации (*г*), монтмориллонитизации (*м*), слабой карбонатизации (*с*), хлоритизации (*х*), эпидотизации (*э*), каолинизации (*к*), окварцевания (*о*); *3*—халцедоно-кварцевые и карбонатные прожилки; *4*—цеолитовые прожилки и участки цеолитизации (*ц*); *5*—зоны брекчий и катаклаза; *6*—глубина (*м*); *7*—места отбора проб керна, в том числе проб, подвергнутых химическому анализу.

Жилы I участка характеризуются весьма непостоянной мощностью, варьирующей от 0,5 до 3,9, от 3,9, до 0,5 *м* даже в интервале 20 *м*. Они вскрыты более чем двадцатью скважинами колонкового бурения на глубину до 250 *м*. Особенно хорошо разбурен южный фланг жильной полосы I участка,

где жилы 25, 49, 50 подсечены скважинами в достаточно широком диапазоне глубин. Ниже приводится описание разрезов по трем скважинам южного фланга I участка (скв. 101, 102, 103), дающее представление о строении жильной полосы и зональности метасоматических колонок измененных пород.

Разрез 101 (рис. 6)

Скважина подсекает несколько систем рудных прожилков, наиболее крупные из которых наблюдаются в интервалах 62—103 *м* и 124—130 *м* и соответствуют жилам 50 и 49. Причем место подсечения в первом случае отвечает выклиниванию жилы, а во втором — ее части, близкой к середине. В соответствии с этим при значительной общности строения околорудных пород имеются и некоторые отличия в их зональности.

Неизмененные граниты (обр. 90, 117) имеют обычный для месторождения состав: плагиоклаз 35—40%, ортоклаз 25—30%, кварц 20—25%, биотит и амфибол 10—15%, сфен и магнетит 1—2%.

Внешняя зона изменения (обр. 101, 116) характеризуется карбонатизацией и биотитизацией роговой обманки и лейкоксенизацией сфена, ее состав и строение сохраняются постоянными в обоих случаях: Пл, Би, Ор, Кв, Мт, Кар, (Лк). В промежуточных зонах наблюдается хлоритизация и незначительное окварцевание (обр. 107, 108), относительно слабая монтмориллонитизация (обр. 109) или равномерная гидрослюдизация плагиоклаза (обр. 118), некоторая адуляризация его и карбонатизация. Внешние каемки кристаллов не замещены, а сложены свежим альбитом. Роговая обманка замещена агрегатом биотита, карбоната и кварца; сфен нацело замещен лейкоксеном; магнетит отсутствует, будучи замещен пиритом, который не наследует форм магнетита, а концентрируется в виде сыпи мелких кубических кристаллов преимущественно вблизи псевдоморфоз по роговой обманке. Состав породы: плагиоклаз (№ 10—12) 12%, гидрослюда 15%, ортоклаз 30—35%, биотит 10—12%, карбонат (анкерит) 3—5%, пирит, лейкоксен, апатит, циркон — 1—3%. Первичная структура сохраняется полностью. Устойчивая минеральная ассоциация: Аб, Ор, Би, Сер, Кар, Пт, (Лк).

Во внутренней зоне (обр. 111, 119, 120) преобладает серицитизация и адуляризация. Роговая обманка, сфен, плагиоклаз, биотит, магнетит отсутствуют. Порода сложена ортоклазом (адуляром) 60—70%, кварцем 20—30%, серицитом 10%, а также присутствуют карбонат, слюда, пирит, рутил, апатит, циркон — 1—3%.

Характерно, что в измененных породах около жилы 50 (глубина 62—103 *м*) серицитизация проявлена весьма незначительно. В этом случае в породе сохраняется альбит, а биотит замещен флогопитом.

Замещение плагиоклаза адуляром происходит без сохранения первичных форм зерен, а на месте кристаллов роговой обманки и биотита в зернистом кварце иногда видны отчетливые контурные псевдоморфозы. Эта зона характеризуется потерей следов первичной структуры. Устойчивая минеральная ассоциация: Ор, Кв, Сер, Пт, Ру. Характер изменения сохраняется и непосредственно на контакте с жилой (обр. 112), однако здесь становится неустойчивым серицит, несколько возрастает роль карбоната (анкерит) и появляется кнтронит и относительно крупнозернистый (0,02 *мм*) диккит. Учитывая, что карбонатизация и образование кнтронита и диккита произошли в результате наложения поздних процессов, можно считать, что в зальбандах жил имеет место сплошная адуляризация: Ор, Кв, Пт, Ру.

Изменение химического состава пород в разрезе 101 (около жилы 50) состоит в выносе кремнезема, отчасти железа, натрия и кальция и в существенном привносе алюминия и калия (табл. 3).

Таблица 3

Химический состав околорудных пород* разреза 101 (жила 50)

Компоненты	Зоны			
	0—неизмененный гранит	II—монтмориллонитизация	III—серицитизация	IV—адуляризация
	2390	2410**	2411**	2412
SiO_2	68,94	70,0	62,3	62,57
TiO_2	0,34	0,2	0,32	0,29
Al_2O_3	15,26	15,0	18,7	18,16
Fe_2O_3	1,37	2,8	2,3	0,91
FeO	1,80	—	—	1,21
MnO	0,05	0,04	0,04	0,03
MgO	1,50	1,0	1,1	1,68
CaO	2,25	1,8	1,0	0,75
Na_2O	3,80	3,4	2,6	2,10
K_2O	3,98	4,8	10,0	10,14
П.п.п.	0,34	1,0	1,7	1,89
H_2O	0,14	—	—	0,08
P_2O_5	0,11	Не обн.	Не обн.	0,16
Сумма	99,88	100,0	100,0	99,97
d_v	2,65	2,63	2,6	2,6

Содержание элементов-примесей, $n \cdot 10^{-4}$ %

Ba	700	2000	2000	700
Sr	300	700	300	—
Sn	—	Сл.	10	—
Mo	10	—	70	200
Cu	20	10	20	200
Ni	20	10	10	10
Co	10	—	10	—
Zn	—	—	100	—
Pb	20	70	200	70
Ag	—	Сл.	—	—
Zr	200	70	70	200
W	—	—	200	—

* Приведенные здесь и в последующих таблицах анализы выполнены в химической и спектральной лабораториях ВСЕГЕИ. Данные других лабораторий специально оговорены.

** По данным количественного спектрального анализа.

Разрез 102 (см. рис. 6)

Эта скважина (одна из наиболее глубоких на месторождении — 230 *м*, последовательно вскрывает измененные породы около жил 25, 50, 49. Сами рудные жилы здесь представлены сетью маломощных прожилков, обыч-

ных на выклинивании, а измененные породы захватывают достаточно об ширные пространства.

Изменения пород около кварцевых прожилков жилы 25 (глубина 25 — 36 *м*) состоят в интенсивной адуляризации и окварцевании, особенно четких около относительно мощных кварцевых прожилков. Серицитизация имеет подчиненное значение. В известной мере она заменяется флогопитизацией и адуляризацией. Во внутренней части зоны карбонатизации проявляется иногда монтмориллонитизация.

Изменение пород около жил 50 и 49, представленных большим количеством прожилков, носит характер сплошной, но слабой биотитизации и карбонатизации, причем около отдельных прожилков возрастает калишпатизация, а иногда появляется и серицитизация.

Так, на глубине 200—203 *м* около кварцевой жилки (мощность 5 *см* наблюдается следующая зональность измененных пород. Неизмененная порода представлена совершенно свежим гранитом обычного состава и облика (обр. 90). Его равнообъемная формула ($d_v = 2{,}65$):

$$Si_{183}\,Ti_{0,7}\,Al_{48}\,Fe^{\cdots}_{3}\,Fe^{\cdot\cdot}_{4}\,Mn_{0,1}\,Mg_6\,Ca_6\,Na_{20}\,K_{14}\,(OH,\,CO_2)_{1-6}\,O_{470-476}.$$

Внешняя зона (мощность 2 *м*) сложена биотитизированным и слабо карбонатизированным гранитом (обр. 91), где замещены лишь амфибол и сфен и устойчива ассоциация: Пл, Би, Ор, Кв, Мт, Лк, (Кар). Равнообъемная формула слабоизмененного гранита ($d_v = 2{,}64$):

$$Si_{183}\,Ti_{0,6}\,Al_{49}\,Fe^{\cdots}_{4}\,Fe^{\cdot\cdot}_{2}\,Mn_{0,1}\,Mg_4\,Ca_6\,Na_{19}\,K_{14}\,(OH,\,CO_2)_{5-24}O_{452-476}.$$

Внешнюю зону сменяет зона ортоклазизации и флогопитизации, где происходит интенсивное развитие ортоклаза по плагиоклазу (с сохранением альбита), осветление (покраснение) биотита, замещение магнетита пиритом и некоторое окварцевание. Состав породы: ортоклаз 50—60%, альбит 10—15%, кварц 20—25%, биотит (флогопит) 5—10%, анкерит, пирит, лейкоксен и рутил, апатит, циркон — 1—3%. Первичная структура достаточно определенна (обр. 92). Равнообъемная формула:

$$Si_{180}\,Ti_{0,8}\,Al_{48}\,(Fe^{\cdots}\,Fe^{\cdot\cdot})_6Mn_{0,1}\,Mg_5\,Ca_6\,Na_{17}\,K_{17}\,(OH,\,CO_2)_{4-18}\,O_{450-467}.$$

Во внутренней зоне имеет место сплошная адуляризация, бластез и окварцевание. Серицитизация проявлена незначительно и преимущественно вблизи жилки. Первичная структура затушевана полностью. Состав породы: ортоклаз (адуляр) 60—65%, кварц 30—35%, флогопит и серицит 3—5%, пирит, карбонат, рутил, циркон, апатит — 1—3%. Серицитизация самостоятельного значения не имеет ни в одной из зон. Равнообъемная формула ($d_v = 2{,}62$):

$$Si_{175}\,Ti_{0,6}\,Al_{50}\,(Fe^{\cdots}\,Fe^{\cdot\cdot})_2Mn_{0,1}\,Mg_2\,Ca_3\,Na_6\,K_{34}\,(OH,\,CO_2)_{5-24}\,O_{434-458}\,.$$

Метасоматическая зональность разреза отвечает следующей схеме:

0. Амф, Сф, Пл, Кв, Би, Ор, Мт.

I. Пл, Би, Ор, Кв, Кар, (Лк).

II. Фл, Ор, Кв, Пт, (Аб, Кар, Лк).

III. Ор, (Фл), Кв, Пт, Ру.

Изменения химического состава пород (табл. 4) сводятся к незначительному выносу SiO_2, FeO, MgO, CaO, Na_2O, некоторому увеличению H_2O и существенному привносу K_2O.

Таблица 4

Химический состав околорудных пород разреза скв. 102

Компоненты	Зоны				
	0—гранит	I—биотитизация и карбонатизация	II—флогопитизация	III—адуляризацая	IV—цеолитизация
	2390	2391	2392	2393	2371
SiO_2	68,94	69,48	68,4	66,46	70,26
TiO_2	0,34	0,29	0,4	0,29	0,31
Al_2O_3	15,26	15,27	15,5	16,09	14,00
Fe_2O_3	1,37	1,87	2,8	1,42	0,78
FeO	1,80	0,95		0,94	1,61
MnO	0,05	0,04	1,04	0,02	0,04
MgO	1,50	1,05	1,3	0,60	0,90
CaO	2,25	2,11	2,0	1,05	1,83
Na_2O	3,80	3,65	3,4	1,08	2,76
K_2O	3,98	4,09	5,2	10,14	4,22
П.п.п.	0,34	1,35	1,0	1,37	2,19
H_2O	0,14	0,06		0,14	0,66
P_2O_5	0,11	0,13	Не опр.	0,07	0,16
Сумма	99,88	100,43	100,0	99,67	99,72
d_v	2,65	2,64	2,63	2,62	2,37

Содержание элементов-примесей, $n \cdot 10^{-4}$ %

Ba	700	700	2000	700	700
Sr	300	700	300	300	200
Sn	—	—	70	10	—
Mo	<10	—	10	7000	10
Cu	20	300	10	70	300
Ni	20	10	10	10	10
Co	10	—	10	—	—
Zn	—	—	100	—	—
Pb	20	70	2000	70	70
Ag	—	—	—	—	—
Zr	200	200	70	200	200
W	—	100	100	—	—

Разрез 103 (см. рис. 6)

Скважина подсекает две полосы измененных пород на выклинивании жилы 49. Первая из них—на глубине 10—20 *м*—отвечает апофизе жилы, не выходящей на поверхность, а вторая — 73—86 *м* — соответствует непосредственно жиле 49.

В интервале 10—20 *м* на фоне общего умеренного изменения (биотитизации и карбонитизации роговой обманки) выделяются зоны более интенсивной переработки как приуроченные к кварцевым жилкам (12,5, 19 *м*),

так и без видимой связи с ними. Зональность около кварцевых жилок проявляется в наличии серицитизации на контакте и некоторой хлоритизации в удалении от жилок.

В интервале 73—86 *м* на продолжении жилы 49 наблюдается полоса измененных пород. Во внешней зоне преобладает слабое окварцевание и флогопитизация (обр. 720). Характерно, что при этом сохраняются и амфибол и сфен, но несколько возрастает количество кварца, а биотит приобретает светло-коричневую окраску и содержит по спайности гидроокислы железа, которые также обильны в породе и по границам зерен минералов. Магнетит замещен пиритом. Состав породы: плагиоклаз 35—40%, ортоклаз 25—30%, кварц 20—25%, флогопит 10%, амфибол 3—5%, сфен, пирит, гидроокислы железа, циркон, апатит, эпидот — 3—5%. Устойчивая минеральная ассоциация: Амф, Сф, Фл, Пл, Ор, Кв, Пр.

В промежуточной зоне (обр. 721) в породе наблюдается слабая карбонатизация и биотитизация. Амфибол замещен зеленоватым мелкочешуйчатым биотитом, карбонатом и кварцем, сфен—лейкоксеном, магнетит—гематитом. Биотит обычный буровато-грязноватый, иногда хлоритизирован. Мелкочешуйчатый биотит и иногда монтмориллонит-нонтронит развиваются по внутренним частям зерен плагиоклаза. Состав породы: плагиоклаз (Ав) 20%, монтмориллонит 15%, ортоклаз 25—30%, кварц 25%, биотит 15%, гематит, лейкоксен — 1—3%. Устойчивая ассоциация: Аб, Мон, Би, Ор, Кв, Гем.

В следующей зоне (внутренняя часть полосы изменения, обр. 723, 724) наблюдается интенсивная гидрослюдизация. Плагиоклаз почти полностью замещен тонкозернистым (0,001 — 001 *мм*) агрегатом иллита, по биотиту развиваются гомоосевые псевдоморфозы крупночешуйчатого серицита, довольно обилен анкерит (в псевдоморфозах по амфиболу и биотиту) и кальцит (в псевдоморфозах по плагиоклазу). Ортоклаз свежий, магнетит замещен пиритом, сфен—лейкоксеном.

Первичная структура устанавливается без труда. Состав породы: ортоклаз 25—30%, кварц 25--30%, иллит 20%, альбит 10%, серицит 10%, карбонат, реликты биотита, пирит, рутил—5—7%. Устойчивая ассоциация: (Аб), Ил, Ор, (Кар), Кв, Пт, Ру.

На выходе из полосы изменения последовательность смены зон обратная, однако мощность зоны слабой карбонатизации меньшая, и на глубине 83,5 *м* наблюдается уже совершенно неизмененная порода (обр. 725)

Типовая колонка измененных пород I участка. Две из трех основных жил I участка (25 и 50) очень быстро выклиниваются на глубину (в интервале 50—100 *м*), резко меняют мощность по падению и простиранию и „расщепляются" на выклинивании (см. рис. 1). Третья жила (49), напротив, прослеживается на глубину свыше 250 *м* и имеет раздув на глубине 220 *м* от поверхности. В соответствии с этим характер метасоматической зональности околорудных пород различен, наиболее полная колонка обнаруживается в разрезах по жиле 49. Типовая метасоматическая колонка состоит из 4 зон.

0. Зона неизмененных пород I участка, как и для всего месторождения, представлена обычно амфиболо-биотитовыми со сфеном амананскими гранитами. В редких случаях в качестве неизмененных пород выступают гранит-порфиры, тождественные по количественному минеральному составу гранитам, но содержащие несколько большее количество кварца. Обыч-

ная минеральная ассоциация неизмененного гранита: Амф, Пл, Би, Ор, Кв, Мт, Сф. Его химический состав определяется равнообъемной формулой ($d_v = 2{,}65$):

$$Si_{183}\,Ti_{0,7}\,Al_{48}\,Fe^{'''}_{3}\,Fe^{''}_{4}\,Mn_{0.1}\,Mg_{6}\,Ca_{6}\,Na_{20}\,K_{14}\,(OH + CO_2)_{1-6}O_{470-476}.$$

I. Зона биотитизации и слабой карбонатизации прослеживается около всех жил во всех разрезах и характеризует первую стадию изменения, в ходе которой замещается амфибол и сфен. В разрезе выклинивания на глубине (например, разрез 103) сфен сохраняется. Устойчивая минеральная ассоциация зоны: Пл, Би, Ор, Кв, Мт, Кар, Лк. Равнообъемная формула породы ($d_v = 2{,}64$):

$$Si_{183}\,Ti_{0,6}\,Al_{49}\,Fe^{'''}_{4}\,Fe^{''}_{2}Mn_{0,1}\,Mg_{4}\,Ca_{6}\,Na_{9}K_{14}\,(OH+CO_2)_{5-24}.$$

II. Зона флогопитизации — монтмориллонитизации проявлена лишь в разрезах по средним частям жил, где прослеживается почти до выклинивания (разрезы 101, 102). В разрезах (103, 102), характеризующих нижние части жил и их выклинивание на глубине, монтмориллонитизация сменяется иллитизацией (гидрослюдизацией) и исчезает полностью. В этом случае устойчив флогопит, а также увеличивается роль ортоклаза и кварца. Типовая минеральная ассоциация: Аб, Фл, Ор, Кв, Пт, Лк, Кар, (Мон-Ил). Химические преобразования при переходе II → III, судя по равнообъемной формуле породы, незначительны ($d_v = 2{,}63$):

$$Si_{180}\,Ti_{0.8}\,Al_{48}\,(Fe^{'''} + Fe^{''})_{6}Mn_{0,1}\,Mg_{5}\,Ca_{6}\,Na_{17}\,K_{17}\,(OH+CO_2)_{4-18}.$$

III. Зона серицитизации отличается незначительным распространением и более ярко выражена лишь в боковых породах жилы 49. Даже в случае отчетливого проявления процесса серицит, как правило, мелкочешуйчатый (< 0,01 *мм*), на грани перехода к иллиту. Минеральный состав зоны определяется ассоциацией: Ор, Кв, Сер, Пт, Лк, (Кар). Иногда добавляется альбит (разрез 103). Химическое преобразование состава при формировании зоны состоит в существенном выносе Na, увеличении содержания OH и отчасти K. Равнообъемная формула породы ($d_v = 2{,}6$):

$$Si_{162}\,Ti_{0,1}\,Al_{57}\,(Fe^{'''} + Fe^{''})_{5}Mn_{0,1}\,Mg_{4}\,Ca_{3}\,Na_{13}\,K_{33}\,(OH+CO_2)_{6-29}.$$

IV. Зона сплошной адуляризации также пользуется подчиненным развитием. Она обнаруживается практически лишь возле жилы 49 (разрез 101). Но даже и здесь процесс не доходит до полного исчезновения серицита. Устойчивая мине-

ральная ассоциация зоны проста: Ор, (Сер), Кв, Пт, Ру, а химический состав изображается следующей формулой ($d_y = 2{,}62$):

$$Si_{175}\ Ti_{0,6}\ Al_{50}\ Fe^{\cdots}_{2}\ Fe^{\cdot\cdot}_{2}\ Mn_{0,1}\ Mg_2\ Ca_3\ Na_6\ K_{34}\ (OH+CO_2)_{5-24}.$$

Закономерности трехмерной зональности околорудных пород I участка Аманан-Макита состоят в последовательном выпадении внутренних зон (адуляризации и серицитизации) в направлении выклинивания жил по простиранию и в появлении флогопитовых и альбитовых фаций во внутренней зоне по падению.

Схема вертикальной и горизонтальной зональности околорудных пород I участка месторождения Аманан-Макит может быть представлена в следующем виде:

Разрез 101	Разрез 103
Амф, Сф, Пл, Би, Ор, Кв, Мт	Амф, Сф, Пл, Би, Ор, Кв, Мт
Пл, Би, Ор, Кв, Мт, Кар	Пл, Би, Ор, Кв, Кар, Мт, Сф, (Амф)
Аб, Фл, Ор, Кв, Пт, Кар	Аб, Би, Ор, Кв, Мон, Гем
Ор, Кв, Сер, Пт, Кар, Ру	Ор, Кв, Гс, Пт, (Аб)
Ор, Кв, Пт, Ру	

Разрез 102

Амф, Сф, Пл, Би, Ор, Кв, Мт
Пл, Би, Ор, Кв, Мт, Кар
(Аб), Фл, Ор, Кв, Пт, (Кар)
Ор, Кв, (Фл), Пт, Ру

Околорудные породы II участка месторождения Аманан-Макит. Зоны или тела рудного штокверка II участка располагаются как на продолжении жильных систем I и III участков, так и независимо от них (см. рис. 3).

При детальном геологическом и геофизическом картировании, проводившемся в 1957 г. Г. В. Александровым, Е. Н. Пановым, В. В. Павловой и В. А. Титовым под руководством и при участии автора, было выявлено и прослежено 7 тел (полос) гидротермального изменения пород, протягивающихся в широтном направлении при видимой мощности в среднем около 60 *м*. Строение всех этих тел однотипно, а изученность различная и в общем недостаточная, так как их важное значение нами было выявлено лишь в заключительный период разведки.

Наиболее изученным является штокверковое тело № 1, находящееся на продолжении жилы 42 III участка и просле-

женное на расстоянии 250 *м*. Оно характеризуется неправильной формой выхода на дневную поверхность, резкими изменениями мощности и непостоянством поведения на глубине даже в пределах тех 45 *м*, на которые оно вскрыто скважинами. На северном фланге оно имеет пологое падение на запад, а на южном — крутое на восток.

Для характеристики строения рудного тела 1 и выявления метасоматической зональности были детально изучены разрезы по скважинам 41 и 56.

Разрез 41

Скважина вскрыла в интервале 14—27 *м* лишь апофизу штокверковой залежи, падение которой в рассматриваемой части восточное.

Неизмененные граниты на глубине от 0 до 14 *м* представлены порфировидным аманапским (амфиболо-биотитовым со сфеном) гранитом (обр. 21). Внешняя зона измененных пород (глубина 14 и 27 *м*) сложена бластированными и эпидотизированными гранитами, в которых роговая обманка замещена биотитом (грязно-буроватый плеохроизм); плагиоклаз во внутренних частях зерен замутнен, содержит сыпь карбоната и монтмориллонита, слегка замещается ортоклазом. Мелкие включения биотита в плагиоклазе хлоритизированы. По трещинкам, а иногда и в псевдоморфозах по роговой обманке развивается эпидот; сфен повсеместно с поверхности кристаллов и по трещинкам лейкоксенизирован, а магнетит замещен пиритом (обр. 22).

Состав породы: плагиоклаз 30—35%, ортоклаз 35—40%, кварц 20%, биотит 10—15%, сфен, эпидот, пирит, карбонат, монтмориллонит — 3—5%.

Следующая стадия изменения (внутренняя зона) характеризуется замещением всего плагиоклаза калиевым полевым шпатом обычно не сдвойникованным, а иногда (в участках повышенного катаклаза) с двойниковой микроклиновой решеткой. Биотит сохраняется, лишь слегка обесцвечиваясь, иногда бурея. В породе заметно окварцевание, псевдоморфозы по сфену сложены непрозрачным агрегатом. Среди новообразованного кварца присутствует пентагондодекаэдрический пирит, крупные (0,5 *мм*) кристаллы шеелита и кальцит.

Состав породы: ортоклаз (и микроклин) 60—65%, кварц 20—30%, биотит 10—12%, лейкоксен, карбонат, шеелит—3—5%. Структура первичной породы сильно затушевана (обр. 23—24) и угадывается лишь по скоплениям биотита и по кристаллам лейкоксена.

Во внутренней зоне калишпатизированных пород (глубина 24—25 *м*) и преимущественно в ее осевой части иногда наблюдаются зонки окварцевания—бластеза, в которых при частичном сохранении альбита происходит интенсивная флогопитизация биотита (покраснение), увеличение количества пирита, появление молибденита и халькопирита, эпидота и шеелита, рутила, серицита и новообразованного сфена. Первичная структура исчезает полностью (обр. 28). Порода мелкозернистая (0,1 *мм*), ее состав: ортоклаз (и микроклин) 50—55%, кварц 30—35%, альбит 10—15%, биотит (красноватый) 7—10%, пирит, серицит, эпидот, сфен—3—5%.

Типовая колонка измененных пород II участка. *0. Зона неизмененных пород*, как и повсеместно на месторождении, представлена амфиболо-биотитовыми гранитами (Амф, Сф, Пл, Ор, Би, Кв, Мт).

I. Зона биотитизации и эпидотизации является внешней зоной, в которой роговая обманка замещена биотитом и эпи-

дотом, сфен лейкоксенизирован, но обычно лишь с поверхности зерен, а плагиоклаз слегка карбонатизирован и незначительно замещается ортоклазом. Биотит не несет следов изменения. Устойчивая минеральная ассоциация: Пл, Би, Ор, Кв, Эп, Мт, Лк, (Кар).

II. Зона флогопитизации проявлена неотчетливо, „вяло", не имеет достаточно резких границ с предыдущей зоной, но выделяется по определенной флогопитизации (покраснение) биотита и „замутнению" (карбонатизации гидрослюдизации) внутренних частей зерен плагиоклаза. Устойчивая минеральная ассоциация: Аб, Фл, Ор, Кв, Пт, Ру, Гс.

III. Зона калишпатизации — флогопитизации находится во внутренней части измененных пород, где весь плагиоклаз замещен ортоклазом (иногда микроклином), а биотит повсеместно флогопитизирован. Магнетит замещен пиритом, присутствует также молибденит. В ряде случаев наблюдается окварцевание и бластез. При этом возрастает содержание сульфидов, нередко появляется новообразованный сфен, а также шеелит. Устойчивая минеральная ассоциация внутренней зоны: Ор, Кв, Фл, Пт, Ру.

Околорудные породы III участка. Рудные жилы III участка (жилы 42 и 41—52) на всем своем протяжении (около 800 *м*) и в интервале глубин от 10 до 150 *м* вскрыты скважинами колонкового бурения (см. рис. 3), по керну которых были составлены детальные разрезы (рис. 7). Ниже приводится описание некоторых из этих разрезов, характеризующих метасоматическую зональность боковых пород около центральных частей рудных жил (разрез скв. 91), с вариациями по глубине (скв. 78 и 106), а также разрезы на выклинивании жил — на южном (скв. 105) и на северном (скв. 112, 104) флангах.

Разрез 91 (рис. 7, табл. 5)

Скважина 91 подсекает две полосы измененных пород около кварцмолибденитовых жил. Первая из них на глубине 35—75 *м* характеризует разрез боковых пород жилы 42, а вторая—в интервале 120—150 *м* — выклинивание на глубине жилы 41—52. Неизмененные породы (обр. 36) представлены порфировидными амфибол-биотитовыми гранитами, в которых сохраняются все первичные минералы: Пл, Ор, Кв, Би, Амф, Сф, Мт, хотя амфибол уже частично биотитизирован. Порода содержит иногда молибденитовые „примазки" и кварцевые прожилки с молибденитом, вокруг которых наблюдается калишпатизация.

Изменения пород вблизи жилы 42 прослеживаются в интервале 35—75 *м*, усиливаясь около ее апофиз на глубине 40, 52 и особенно 62 *м*. На глубине 35 *м* (обр. 38) амфибол замещен биотитом, а сфен лейкоксеном. Плагиоклаз свежий и лишь в центральных частях зерен в нем заметны иногда скопления карбоната. Ортоклаз, частично развивающийся по плагиоклазу, слегка замутнен. Биотит как первичный, так и по роговой обманке содержит обильные включения магнетита; иногда он слегка хлоритизирован. Состав породы: ортоклаз 40—45%, плагиоклаз 25—30%, кварц 20—25%, биотит 5—10%, лейкоксен, хлорит, карбонат, а также первично акцессор-

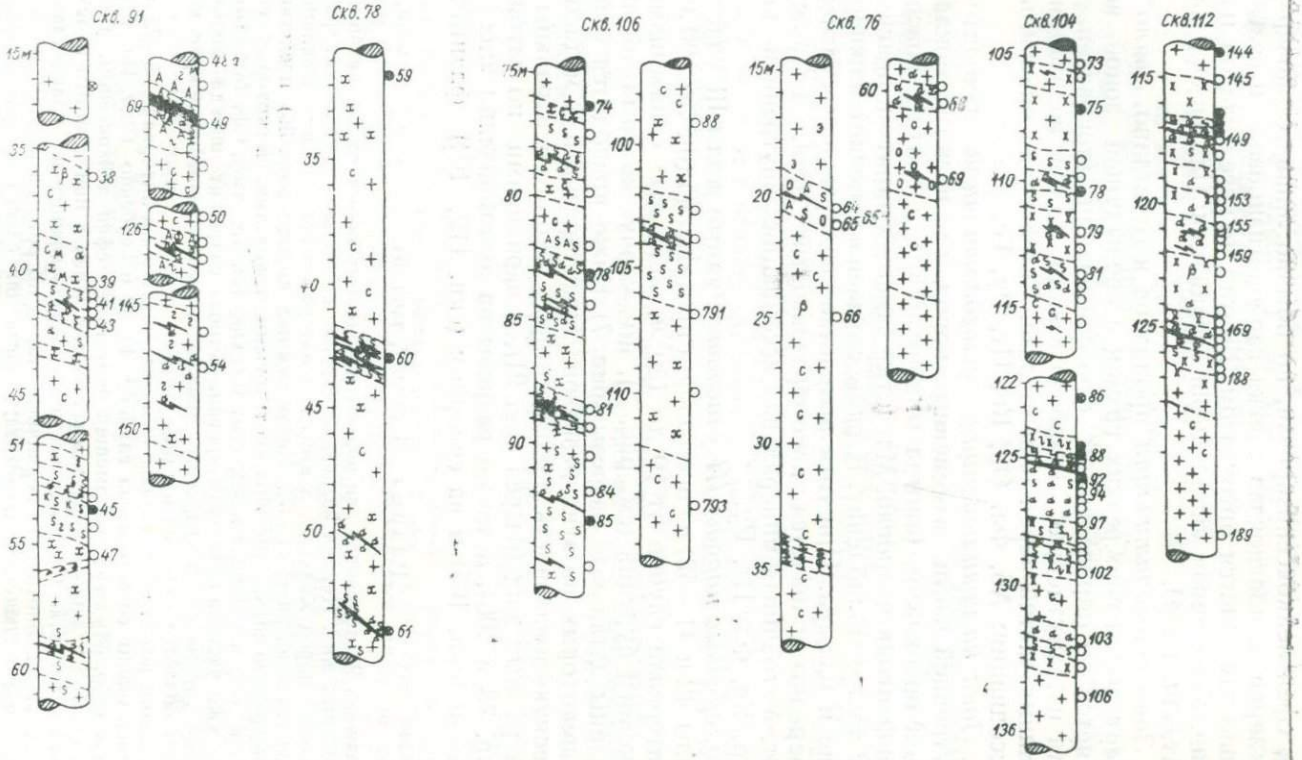


Рис. 7. Детальные разрезы по скважинам III участка месторождения Аманан-Макит.

Условные обозначения см. на рис. 6.

ные—магнетит, апатит, циркон—3—5%. Устойчивая минеральная ассоциация: Пл, Ор, Кв, Би, Мт, Кар, (Хл, Лк)*.

На глубине 39 — 41 *м* (обр. 39, 40) наблюдается интенсивное замещение плагиоклаза тонкозернистым агрегатом монтмориллонита (0,001 *мм*) и карбоната при сохранении обычно каемок альбита. Ортоклаз совершенно свободен от замещения, а биотит, особенно новообразованный, иногда частично замещен серицитом, понтронитом и почти всегда осветляется и буреет; магнетит замещен пиритом, а сфен лейкоксеном. Первичная структура породы вполне отчетлива. Количественный состав породы: ортоклаз 35—40%, псевдоморфозы по плагиоклазу (альбит, монтмориллонит, карбонат) — 25—30%, кварц 30—35%, флогопитизированный биотит (и серицит) 5—10%, лейкоксен, пирит, карбонат, понтронит, апатит, циркон — 3—5%. Устойчивая минеральная ассоциация Аб, Ор, Би, Кв, Пт, Нон, (Кар, Лк).

На глубине 40 — 41,5 *м*, а также на глубине 43, 51, 52 *м* (обр. 41, 45) залегает интенсивно серицитизированная порода, в которой плагиоклаз замещен агрегатом „звездчатого" крупночешуйчатого (0,2×0,1 *мм*) серицита, „погруженного" нередко в низкодвупреломляющий тонкозернистый (0,001 *мм*) агрегат каолинита, содержащий вкрапленность анкерита и пирита. Роль каолинита особенно возрастает в лежачем боку залежи (обр. 45). Биотит замещен четкими гомосевыми кристаллами мусковита и частично кварцем. В псевдоморфозах по нему нередко встречаются также включения пирита и лейкоксена. Ортоклаз совершенно не изменен, хотя вростки кристаллов плагиоклаза в нем нацело серицитизированы.

Первичная структура еще может быть установлена, но уже с трудом. Состав породы: ортоклаз 35—40%, кварц 35—40%, серицит 20—25%, каолинит 5—7%, анкерит 3—5%, пирит {100}, рутил, апатит, циркон до 3%. Устойчивой может считаться минеральная ассоциация: Ор, Кв, Сер, Пт, (Као, Анк, Ру).

На глубине 41,5—42 *м* и 51,5 *м* наблюдается адуляризация. Мощность зоны особенно увеличивается возле кварцево-рудных прожилков, где достигает 0,5 *м* (обр. 42). Порода сложена равномернозернистыми (0,2—0,3 *мм*) агрегатами свежего калиевого полевого шпата (адуляра) с отдельными реликтами серицита (по биотиту), с небольшим количеством более позднего (по жилкам) каолинита, понтронита и кварца, а также анкерита. Содержится вкрапленность пирита {210} и молибденита, причем последний почти всегда „в рубашке" серицита.

Состав породы: ортоклаз (адуляр) 75—80%, кварц 15—20%, серицит, каолинит, пирит, рутил, циркон, апатит до 5%. Устойчивая минеральная ассоциация: Ор, Кв, Пт, (Као, Анк, Нон, Ру). Метасоматическая колонка разреза 91 имеет следующий вид:

0. Амф, Сф, Пл, Би, Ор, Кв, Мт.

I. Пл, Би, Ор, Кв, Мт, Кар, (Хл, Лк).

II. Аб, Мон, Фл, Ор, Кв, Пт, Нон, (Кар, Лк).

III. Сер, Ор, Кв, Пт, (Кар, Ру, Као).

IV. Ор, Кв, Пт, (Кар, Нон, Као, Ру).

За зоной калишпатизации наблюдается смена пород в обратном порядке: на контакте (в интервале 0,5 *м*) — интенсивная серицитизиция (обр. 43, 46), которая сменяется монтмориллонитизацией, хлоритизацией и карбонатизацией.

---

* Здесь и далее в скобки заключены индексы минералов, устойчивость которых в данной парагенетической ассоциации представляется сомнительной.

Таблица 5

Химический состав околорудных измененных пород (разрез скв. 91)

Компоненты	Зоны						
	0 — гранит	I—слабая биотитизация	II—монтмориллонитизация		III—серицитизация	IV—адуляризация	
	2336	2338	2339	2340	2345	2342	2343
SiO_2	70,22	67,93	70,09	65,33	68,40	63,09	63,22
TiO_2	0,25	0,32	0,25	0,30	0,27	0,23	0,15
Al_2O_3	15,11	15,35	14,97	17,36	14,89	19,20	18,04
Fe_2O_3	0,98	1,93	1,11	1,46	1,52	0,63	0,60
FeO	1,76	2,06	1,82	2,07	1,00	1,15	0,76
MnO	0,06	0,05	0,09	0,04	0,03	0,05	0,05
MgO	1,21	1,14	1,16	0,97	0,69	1,08	0,46
CaO	2,18	2,07	1,50	2,62	3,43	1,18	1,12
Na_2O	3,85	4,43	3,80	4,37	0,59	0,65	1,35
K_2O	4,50	4,67	4,30	4,60	4,15	7,10	8,60
H_2O^+	0,42	0,24	0,51	0,64	2,34	4,50	3,99
H_2O^-	0,12	0,12	0,55	0,09	0,34	0,16	0,15
CO_2	0,16	0,66	0,86	0,57	2,31	0,71	0,68
S	0,02	0,21	0,44	Не опр.	0,34	0,27	0,64
Mo	<0,001	—	—	0,001	0,001	0,065	—
Сумма	100,84	100,18	101,45	100,42	100,30	100,07	99,81
d_v	2,64	2,68	2,63	2,62	2,52	2,51	2,51

Содержание элементов-примесей $n \cdot 10^{-4}$ %

V	10	20	10	20	10	—	—
Mo	—	10	—	—	—	—	—
Zr	100	100	70	70	30	—	—
Cu	20	7000	200	200	200	—	—
Pb	10	200	20	20	20	—	—
Zn	—	700	—	—	—	—	—
Sn	—	700	10	20	—	—	—
Y	—	10	10	—	—	—	—
Sr	300	300	300	300	300	—	—
Ba	700	300	300	700	700	—	—
Ni	—	20	—	—	10	—	—
Co	—	10	—	—	—	—	—
Ag	—	10	—	—	—	—	—

Примечание. Химические анализы выполнены в лаборатории института Механобр (Ленинград) и ЦХЛ (Архангельск). Пробы 2338, 2345 — средние из 2 (Механобр — Архангельск). Спектральные анализы выполнены во ВСЕГЕИ.

Далее следует мало измененная порода с признаками слабой хлоритизации и карбонатизации, в которой отмечена зонка дробления на глубине 56 *м*; на глубине 59 *м* около кварц-молибденитовой жилки (мощность 1 *см*)

наблюдается калишпатизация и серицитизация. Совместно с серицитом в псевдоморфозах по плагиоклазу присутствует каолинит, а в псевдоморфозах по биотиту—контронит.

До глубины 68 *м* продолжаются слабо карбонатизированные и хлоритизированные породы, а на глубине 69 *м* подсекается главная апофиза жилы 42, имеющая здесь мощность около 40 *см*. Характер околожильных изменений сходен с наблюдающимся около маломощных жилок начала разреза, а мощность, если не принимать во внимание широкий (до 20 *м*) ореол слабо карбонатизированных пород, относительно невелика—около 2 *м* в висячем и столько же в лежачем боку. Последовательность смены минеральных ассоциаций следующая: первоначально замещается амфибол (агрегатом зеленого биотита и карбоната), а также сфен лейкоксеном и карбонатом, затем происходит замещение плагиоклаза гидрослюдой и монтмориллонитом с сохранением каемок альбита (обр. 48-а). В следующей зоне исчезает биотит, замещаемый гомоосевыми псевдоморфозами серицита. В то же время возрастает количество ортоклаза, а по плагиоклазу псевдоморфозы сложены более крупночешуйчатым агрегатом гидрослюды (0,07×0,01 *мм*), пятнистыми выделениями зеленого контронита и редкими кристаллами карбоната.

Состав породы: ортоклаз 40%, псевдоморфозы по плагиоклазу 20%, кварц 25%, псевдоморфозы по биотиту и амфиболу 13%, акцессорные: пирит и рудная пыль 2%. Структура первичной породы сохраняется, даже псевдоморфозы по амфиболу угадываются определенно. Устойчивая минеральная ассоциация этой зоны: Ор, Кв, (Сер+Гс), Нон, Кар, Пт, Лк.

Ближе к жиле (в полосе 20 — 40 *см*) преобладает серицитизация и альбитизация: псевдоморфозы по амфиболу даже не угадываются, а по сфену выполнены нечетко оконтуренными агрегатами рутила. По плагиоклазу развивается агрегат крупночешуйчатого серицита (0,20×0,1 *мм*) и альбита (особенно по периферии). Значительная роль альбита—характерная особенность зоны (обр. 49). По биотиту, как и раньше, развиваются гомоосевые псевдоморфозы серицита и карбоната. Состав породы: альбит 5—10%, серицит 10 — 15%, ортоклаз — 30—35%, кварц 20—25%, карбонат, пирит, рутил, а также первичные акцессорные: апатит и циркон — 3%. Устойчивая минеральная ассоциация зоны: Ор, Кв, Аб, Сер, Ру, Пт.

В непосредственной близости от жилы, в зальбанде, прослеживается каемка адуляризации мощностью 2 *см*, отличающаяся от предыдущей зоны отсутствием альбита и подчиненным значением серицита (обр. 49-б).

В интервале 125—160 *м* среди слабо карбонатизированных гранитов наблюдается серия кварцево-молибденитовых жилок и зонок калишпатизации с убогим оруденением и незначительной серицитизацией и альбитизацией около них. Мощность измененных пород обычно в 10 раз превышает мощность соответствующих жилок и зонок. Во внешней зоне изменения (обр. 50) наблюдается исчезновение амфибола и магнетита; устойчивая ассоциация: Пл, Ор, Би, Кв, Сф, Пт, (Кар, Лк).

В промежуточной зоне (обр. 51, 53) происходит деанортитизация и частичная гидрослюдизация плагиоклаза, флогопитизация биотита и замещение рутилом сфена. Устойчивая ассоциация: Ор, Кв, Фл, Аб, Пт, Ру, (Кар).

Во внутренней зоне, нередко в непосредственном контакте с кварц-молибденитовыми жилками сохраняется осветленный (красноватый) биотит. Серицитизация хотя и наблюдается, но имеет весьма подчиненное значение (обр. 52, 54). Здесь устойчивы: Ор, Кв, Фл, (Ру, Кар, Пт, Сер).

Изменение химического состава пород этого разреза иллюстрируется серией химических анализов (см. табл. 5), на основании которых можно заключить, что в ходе серицитизации и адуляризации происходит заметный вынос Si, $Fe^{'''}$,$Fe^{''}$, Mg, Ca, Na и привнос Al, (OH), (CO_2), S.

Последовательная смена зон достаточно отчетливо отражается в изменении химического состава: в зоне слабой биотитизации (1) фиксируется увеличение содержания двух-и трехвалентного железа. В зоне монтморил-

лонитизации — некоторое увеличение (H_2O^+); количество натрия остается на уровне первичной породы, хотя плагиоклаз почти полностью замещен. В зоне серицитизации наблюдается почти полный вынос натрия и резкое увеличение содержания (H_2O^+). Наконец, зона калишпатизации отличается по существенному привносу калия при значительном выносе натрия.

Разрез 78 (см. рис. 7)

В интервале глубин 7—60 *м* скважиной вскрыто большое число локальных зонок адуляризации и мелких кварцево-молибденитовых жилок с ореолами контактовых изменений. Главная апофиза жилы 41—52 (мощность 0,2 *м*) вскрыта на глубине 42 *м*. Она залегает внутри обширной полосы слабо измененных пород.

Характер околорудных изменений в скв. 78 тождествен разрезу 91. Однако интенсивность изменений несколько слабее. Зона полной адуляризации имеет подчиненное развитие, она прерывиста, в ней сохраняются обильные реликты минералов внешних зон, нередко даже флогопит.

Серицит лишь в редких случаях крупночешуйчатый (главным образом, в псевдоморфозах по биотиту), обычно же он скорее относится к иллиту. Метасоматическая колонка разреза 78:

0. Амф, Сф, Пл, Би, Кв, Ор, Мт.

I. Пл, Би, Кв, Ор, Мт, Кар, (Лк, Хл).

II. Аб, Мон, Би, Кв, Ор, Пт, (Лк).

IIа. Гс, Кв, Ор, Пт, Ру.

IIб. (Сер), Кв, Ад, Пт, Ру.

Представление о химизме околорудных преобразований рассматриваемого разреза дает серия количественных спектральных анализов, приведенных в табл. 6 и свидетельствующих о некотором выносе кремнезема, оснований и натрия и привносе калия при формировании внутренней зоны.

Разрез скв. 106 (см. рис. 7)

Скважина подсекает на глубине 76—100 *м* зону прожилков, отвечающих жиле 42. Неизмененная порода — обычный аманапский гранит, где устойчивы: Пл, Ор, Кв, Амф, Би, Сф, Мт, (обр. 74). Внешняя зона изменения характеризуется отсутствием амфибола и сфена, слабой хлоритизацией биотита, незначительной карбонатизацией и серицитизацией плагиоклаза (обр. 76, 88). Устойчивая минеральная ассоциация: Пл, Би, Ор, Кв, Мт, Кар, (Лк).

Возле прожилков резко возрастает серицитизация. Серицит крупночешуйчатый—в псевдоморфозах по плагиоклазу 0,1—0,3 *мм*, а в гомоосевых псевдоморфозах по биотиту 0,5 — 2,0 *мм*. Ортоклаз свободен от замещения, присутствует повсеместно пирит, а также рутил по сфену. Во внешних частях зоны серицитизации совместно с серицитом по плагиоклазу иногда развивается альбит и карбонат (обр. 77). Состав зоны: Аб, Ор, Кв, Сер, Ру, (Кар), Пт, (Фл). Ближе к жилкам альбит исчезает, количество карбоната уменьшается. Устойчивая минеральная ассоциация: Ор, Кв, Сер, Пт, Ру (обр. 78 *а*, 80 *а*). Непосредственно на контакте увеличивается адуляризация, но до состояния кварц-адуляровой ассоциации процесс не доходит (обр. 78 *б*, 80 *б*, 85). Около более мелких кварцевых прожилков (или апофиз главной жилы) адуляризация не проявлена или имеет подчиненное значение по сравнению с серицитизацией, причем серицит здесь мелкий (0,01 *мм*)—по существу, гидрослюда иллитового типа.

Таблица 6

Химический состав околорудных пород разреза скв. 78

Компоненты	Зоны			
	0—гранит	II—монтмориллонитизация	III—серицитизация	IV—адуляризация
	2336	2359*	2360*	2361*
SiO_2	70,22	69,0	68,0	69,0
TiO_2	0,25	0,2	0,2	0,1
Al_2O_3	15,11	14,5	13,5	15,5
Fe_2O_3	0,98	1,4	1,8	0,9
FeO	1,76	Сл.	0,03	Сл.
MnO	0,06	0,7	0,9	0,4
MgO	1,21	0,5	1,1	0,2
CaO	2,18	3,0	2,8	1,6
Na_2O	3,85	5,3	7,4	12,0
K_2O	4,50	5,4	4,0	0,3
П.п.п.	0,72	2,6	2,5	2,5
Сумма	100,84	100,0	99,7	100,0
d_v	2,64			

Содержание элементов-примесей $n \cdot 10^{-4}$ %

Ba	—	2000	2000	2000
Sr	300	700	300	700
Sn	—	10	10	Сл.
Mo	—	70	70	70
Cu	20	2000	700	20
Ni	—	10	10	10
Co	—	10	10	—
Zn	—	100	100	100
Pb	10	70	70	70
Ag	—	10	10	—
Zr	100	200	200	70
Y	—	—	30	—

* Количественный спектральный анализ.

Изменения в лежачем боку жилок и, в частности, около жилки на глубине 84 *м* совершенно аналогичны. Соотношения мощности измененных пород с мощностью жилок следующие: адуляризация в виде каймы 0,1—0,2 мощности жилки, серицитизация вследствие обилия мелких жилок прослеживается сплошь по разрезу, как правило, в 5—10 раз превышая мощность жилок. В лежачем боку жилы в периферической части зоны серицитизации вновь появляется альбит в ассоциации с серицитом. Серицит в этом случае в псевдоморфозах по плагиоклазу наблюдается как крупночешуйчатый (0,1 *мм*), так и тонкозернистый (0,01—0,001 *мм*), относящийся скорее к гидрослюде иллитового типа.

На выходе из зоны сначала появляется неизмененный плагиоклаз, затем хлоритизированный биотит и лейкоксен по сфену (обр. 88, 92, 93). Монт-

мориллонитизация здесь практически отсутствует, понтронит также не обнаружен ни в периферических, ни в центральных зонах, хлоритизация затрагивает лишь биотит. Эти особенности, а также альбитизация совместно с серицитизацией и чрезвычайно отчетливая крупночешуйчатая серицитизация отличают разрез скв. 106 от сходных с ним разрезов 78 и 91.

Химический состав пород разреза скв. 106 иллюстрируется серией химических анализов (табл. 7), свидетельствующих о последовательном незначительном уменьшении содержания SiO_2 и некотором возрастании количества Al_2O_3. Зона слабой карбонатизации и хлоритизации фиксируется лишь незначительным увеличением потерь при прокаливании (главным образом, за счет CO_2), некоторым привносом закисного железа, а также калия.

Таблица 7

Химический состав околорудных пород разреза скв. 106

Компоненты	Зоны			
	0 — гранит	I—хлоритизация	II—гидрослюдизация	III—серицитизация
	774	788	785*	778
SiO_2	71,06	70,54	69,23	69,04
TiO_2	0,33	0,26	0,27	0,29
Al_2O_3	14,71	14,34	15,71	15,19
Fe_2O_3	1,11	0,99	1,26	0,69
FeO	0,79	1,03	0,39	0,62
MnO	0,03	0,03	0,04	0,01
MgO	1,19	0,94	0,90	0,64
CaO	1,89	1,66	1,66	2,70
Na_2O	3,40	2,38	1,35	0,22
K_2O	4,66	5,14	2,46	4,92
П.п.п.	0,54	1,73	4,85	5,17
H_2O^-	0,81	0,94	0,94	1,20
Сумма	100,52	99,98	99,06	100,69
d_o	2,64	2,64	2,60	2,53

* Лаборатория института Механобр, Ленинград.

Зона серицитизации и альбитизации характеризуется уменьшением Si, Fe, Ca, Mg, резким увеличением потерь при прокаливании (главным образом, за счет H_2O). Сохраняется заметное количество Na, обычно выносящегося при серицитизации, как это и видно из анализа 778.

Разрез скв. 76 (см. рис. 7)

Скважина подсекает измененные породы на продолжении (за выклиниванием) жилы 42 (глубина 20 *м*), а также жилу 41—52 вблизи ее выклинивания (глубина 60—64 *м*). На продолжении жилы 42 наблюдается ортоклазизация, флогопитизация и окварцевание. Последовательность замещения определяется тем, что в периферической зоне наблюдается биотитизация амфибола, лейкоксенизация сфена и слабая карбонитизация плагиоклаза (а иногда и биотитизация его, обр. 66). Сохраняется магнетит. Устойчивая ассоциация: Пл, Ор, Кв, Би, Мт, Кар, (Лк).

Во внутренней зоне качественный состав породы мало меняется, однако плагиоклаз раскислен и замещается ортоклазом, биотит приобретает красноватый оттенок (флогопитизирован), увеличивается содержание ортоклаза и кварца. Вместо магнетита повсеместно распространен пирит {100}. Для зоны характерна минеральная ассоциация: Ор, Кв, Аб, Фл, Пт, (Лк), (обр. 64).

В интервале подсечения жилы 41—52 (глубина 60—64 *м*) наблюдается калишпатизация и окварцевание, на контактах ее незначительная хлоритизация, главным образом, по биотиту, а также в виде „примазок" по трещинам (обр. 67).

В висячем боку полосы измененных пород преобладают ортоклазизация, а в лежачем—окварцевание. В зоне ортоклазизации (обр. 68) амфибол замещен биотитом (флогопитом), плагиоклаз наблюдается лишь в виде реликтов альбита, первичный биотит „сбрасывает железо", становясь более светло-коричневым, богатым рудной пылью, а в краевых частях зоны—хлоритизируется. Сфен замещен лейкоксеном, а магнетит—гематитом и пиритом. Состав породы: ортоклаз 60—65%, кварц 20—25%, альбит 10%, флюорит 5%, пирит, лейкоксен 5%.

В зоне окварцевания (обр. 69) порода имеет значительно более светлый цвет, „рудная пыль" исчезает, биотит осветлен (плеохроирует в красноватых тонах), сфен сохраняется, а роговая обманка полностью замещена биотитом. Плагиоклаз альбитизирован и в большей части замещен кварцем и ортоклазом. Состав породы: кварц 35—40%, ортоклаз 45 — 50%, альбит 10%, флюорит 5%, сфен, пирит—5%.

Метасоматическая колонка разреза 76:

0. Амф, Сф, Пл, Ор, Кв, Би, Мт.

I. Пл, Ор, Кв, Би, Мт, Кар, (Лк).

II. Аб, Ор, Кв, Фл, Пт, (Лк).

III. Аб, Ор, Кв, Фл, Пт, (Сф).

Разрез скв. 104 (см. рис. 7)

Скважина расположена на северном фланге рудного поля участка и подсекает систему мелких рудных прожилков и измененных пород на продолжении жилы 42.

Изменения в пределах полосы рудных прожилков (глубина 100—130 *м*) на продолжении жилы 42 состоят в последовательной биотитизации, слабой карбонатизации и хлоритизации (обр. 75, 105) При этом замещается амфибол, сфен и устойчивой оказывается ассоциация: Би, Пл, Ор, Кв, (Кар), Хл, Лк, Мт. Равнообъемная формула слабо измененного гранита (d_v= 2,62):

$$Si_{186}\,Ti_{0,4}\,Al_{43}\,(Fe^{\cdot\cdot\cdot} + Fe^{\cdot\cdot})_5\,Mn_{0,1}\,Mg_4Ca_4\,Na_{18}\,K_{16}\,(OH,\,CO_2)_{7-35}\,O_{433-460}.$$

Мощность этой зоны, судя по разрезу на глубине 123—125 *м*, в 5—10 раз превышает мощность жилы.

В промежуточной зоне околожильных пород наблюдается гидрослюдизация плагиоклаза, замещаемого тонкочешуйчатым агрегатом гидрослюды (иллита). Подобный характер изменения отмечается на глубине 124 *м* (обр. 88), а также 128 *м* (обр. 101, 102) и в других участках. Состав породы определяется наличием ассоциации: Пт, Ру, (Би), Аб, Гс, Ор, Кв, (Кар). Равнообъемная формула (d_v = 2,62):

$$Si_{184}\,Ti_{0,4}\,Al_{43}\,Fe^{\cdot\cdot\cdot}_1\,Fe^{\cdot\cdot}_3\,Mn_{0,1}\,Mg_5\,Ca_5\,Na_{15}\,K_{15}\,(OH,\,CO_2)_{7-32}\,O_{418-456}.$$

Внутренняя зона околорудного преобразования в рассматриваемом разрезе проявлена на глубине 110 *м* (обр. 78) и 125 *м* (обр. 92). Она характе-

ризуется наличием отчетливой серицитизации, а также признаков окварцевания и адуляризации, причем состав определяется сонахождением: Ор, Сер, Кв, Пт, Ру. Равнообъемная формула ($d_v = 2{,}56$):

$$Si_{181}\,Ti_{0,5}\,Al_{44}Fe^{\cdots}_{2}\,Fe^{\cdot\cdot}_{2}\,Mn_{0,1}\,Mg_3\,Ca_4\,Na_{17}\,K_{15}(OH,\ CO_2)_{7-37}\,O_{419-456}.$$

Таблица 8

Химический состав околорудных пород разреза скв. 104

Компоненты	Зоны				
	0—гранит	I—слабая биотитизация и карбонатизация	II—гидрослюдизация	III—серицитизация и слабая адуляризация	
	2186	2175	2188	2178	2192
SiO_2	68,0	71,0	70,41	72,85	70,37
TiO_2	0,3	0,2	0,21	0,24	0,27
Al_2O_3	15,8	14,0	14,00	13,00	14,45
Fe_2O_3	2,8	2,3	0,50	1,35	1,14
FeO			1,95	0,81	1,00
MnO	0,04	0,03	0,03	0,03	0,04
MgO	1,2	0,9	1,20	1,00	0,80
CaO	2,0	1,4	1,69	1,20	1,38
Na_2O	4,0	3,5	2,88	3,06	3,32
K_2O	4,3	4,8	4,32	4,32	4,52
П.п.п.	1,6	1,9	2,03	1,67	2,19
H_2O^-	Не опр.	Не опр.	0,56	0,00	0,12
P_2O_5			0,10	0,07	0,13
Сумма	100,0	100,0	99,88	99,60	99,73
d_v	2,65	2,62	2,62	2,59	2,56

Содержание элементов-примесей, $n \cdot 10^{-4}$ %

Ba	2000	2000	700	300	700
Sr	700	700	200	200	200
Zr	70	200	100	200	200
Sn	10	10	—	—	—
Mo	—	—	10	10	20
Cu	10	70	200	700	700
Ni	10	10	10	10	10
Co	—	Сл.	?	—	—
Zn	—	—	—	—	—
Pb	70	70	70	20	20
Ag	Сл.	Сл.	—	—	—
Bi	—	—	—	—	10

Устойчивые минеральные ассоциации зон слагают следующую метасоматическую колонку:

0. Амф, Сф, Би, Пл, Ор, Кв, Мт.

I. Би, Пл, Ор, Кв, Мт, Кар, (Хл, Лк).

II. (Би), Аб, Гс, Ор, Кв, (Кар), Пт, Ру.

III. Сер, Ор, Кв, Пт, Ру.

Преобразования химического состава в ходе изменения незначительны (табл. 8).

Разрез 112 (см. рис. 7)

Скважина расположена на северном фланге III участка (см. рис. 3), где по поверхности рудные жилы 42 и 41—52 уже не прослеживаются. Она вскрывает сравнительно мощные зоны рудного штокверка и ряд зонок адуляризации.

Зонки адуляризации, иногда с кварцевыми рудными прожилками, отмечены на глубине 47, 54, 73, 110 *м*. Строение их однотипно: на периферии—карбонатизация и биотитизация роговой обманки, причем биотит плеохроирует в красновато-коричневатых тонах, в центре — серицитизация биотита и замещение плагиоклаза ортоклазом (адуляром).

Зоны рудного штокверка вскрыты на глубине 77—82 и 115—127 *м*. Последняя зона представляет, с точки зрения изучения измененных пород, наибольший интерес, так как она залегает непосредственно на продолжении жилы 42. Строение ее следующее: на фоне общего умеренного изменения, состоящего в биотитизации роговой обманки, а иногда и плагиоклаза в трех участках (117, 121 и 125 *м*), наблюдается скопление рудных кварц-молибденитовых прожилков, около которых возрастает ортоклазизация и происходит серицитизация. Неизмененная порода—амфибол-биотитовый гранит состава: плагиоклаз 35%, ортоклаз 25%, кварц 30%, биотит 5%, амфибол 4%, сфен, апатит, магнетит, циркон—1%. Состав гранита аналогичен и в висячем (обр. 144, 145) и в лежачем (обр. 169) боках зоны. Его равнообъемная формула ($d_v = 2{,}65$):

$$Si_{187}\,Ti_{0,7}\,Al_{45}\,(Fe''' + Fe'')_{6-7}\,Mn_{0,1}\,Mg_4\,Ca_6\,Na_{18}K_{14}(OH,\ CO_2)_{4-23}\,O_{452-475}.$$

В интервалах глубин 115—116 *м* и 123—126,5 *м* изменения пород характеризуются биотитизацией всего амфибола и некоторым увеличением количества калиевого полевого шпата. Биотит по амфиболу отличается мелкочешуйчатым строением и несколько более зеленоватым оттенком. Биотит развивается иногда и по плагиоклазу (обр. 160), в этом случае в породе наряду с магнетитом присутствует пирит, а сфен замещен иногда ильменитом. Вместе с тем биотит избирательно хлоритизируется вдоль плоскостей спайности. Сфен лишь частично лейкоксенизирован. Магнетит сохраняется свежим. Количественный состав породы: плагиоклаз 30%, ортоклаз 35%, кварц 25%, биотит 7%, хлорит 1%, сфен, магнетит, апатит, циркон—1% (обр. 140, 146, 151, 160, 167). Равнообъемная формула слабоизмененного гранита ($d_v = 2{,}62$):

$$Si_{185}\,Ti_{0,5}\,Al_{45}\,Fe_2'''\,Fe_3''Mn_{0,1}\,Mg_3\,Ca_5\,Na_{18}\,K_{13}\,(OH,CO_2)_{3-14}\,O_{461-475}.$$

Следующая стадия изменения—полное исчезновение биотита, замещающегося агрегатом или гомоосевыми псевдоморфозами светлой слюды с обильной „рудной" пылью, гидрослюдизация и карбонатизация плагиоклаза, особенно внутренних частей зерен, замещение магнетита пиритом, а сфена—лейкоксеном.

Количественный состав породы: плагиоклаз 25%, ортоклаз 35%, кварц 27%, гидрослюда 10%, лейкоксен, пирит, апатит, циркон 1—2% (обр. 147, 165).

Во внутренней части полосы измененные породы полностью серицитизированы. Плагиоклаз здесь замещается крупночешуйчатым агрегатом се-

рицита, лишь по границам зерен сохраняется иногда каемка альбита. По биотиту развиваются гомоосевые псевдоморфозы светлой слюды, лишенные рудной пыли. Ортоклаз не несет признаков замещения, хотя содержащиеся в нем включения плагиоклаза сплошь замещены серицитом. В породе возрастает количество кварца и пирита, появляется рутил. Состав породы: ортоклаз 30%, серицит 20%, кварц 35%, альбит 5%, пирит, рутил 2%. Здесь часты кварц-молибденитовые прожилки (обр. 148, 150, 163). Равнообъемная формула гидрослюдизированного и серицитизированного гранита ($d_v = 2{,}62$):

$$Si_{188}\,Tl_{0,5}\,Al_{46}\,Fe_2^{\cdot\cdot\cdot}\,Fe_2^{\cdot\cdot}\,Mn_{0,1}\,Mg_3\,Ca_5\,Na_{12}\,K_{17}(OH, CO_2)_{9-44}\,O_{410-454}.$$

Возле жилок кварца (обр. 149, 143, 164) преобладает окварцевание и серицитизация, в то время как адуляризация практически отсутствует. Порода теряет признаки первичной структуры. Ее состав: ортоклаз 35%, серицит 10—15%, кварц 40—45%, пирит, рутил, апатит, циркон до 3%.

Особенностью разреза является отсутствие монтмориллонитизации, проявление гидрослюдизации (мелкочешуйчатый серицит), незначительное распространение адуляризации.

Химические преобразования по разрезу (табл. 9) состоят в небольшом увеличении содержания SiO_2 и K_2O в центральных зонах и в выносе $Fe^{\cdot\cdot}$, Mg, Na.

Метасоматическая колонка разреза 112:

0. Амф, Сф, Би, Пл, Ор, Кв, Мт.

I. Пл, Ор, Би, Кв, Мт, Кар, (Хл, Сф).

II. Аб, Ор, Гс, (Сер), Кв, Пт, (Лк).

Типовая колонка измененных пород III участка. Обобщенная схема метасоматической зональности боковых пород III участка, суммирующая наблюдения по всем частным разрезам, позволяет не только выяснить основные закономерности типовой колонки, но и наметить важные в генетическом и особенно в поисковом отношении тонкие особенности ее изменения по падению и простиранию.

В различных частях жильной системы III участка отмечается различная зональность измененных боковых пород. Наиболее полное строение имеет метасоматическая колонка в центральных относительно мощных частях жил. На выклинивании по падению и простиранию, а также в местах резких пережимов жил наблюдается выпадение тех или иных зон колонки. Поэтому приведенное ниже описание типовой колонки, хотя и опирается в основном на наиболее полный разрез 91, тем не менее является сводным.

0. Зона неизмененных пород практически повсеместно на месторождении сложена амфиболо-биотитовым гранитом, для которого характерна устойчивая минеральная ассоциация: Амф, Сф, Пл, Би, Ор, Кв, Мт, Цр, Ап. Равнообъемная формула гранита ($d_v = 2{,}64$):

$$Si_{186}\,Ti_{0,5}\,Al_{47}\,Fe_2^{\cdot\cdot\cdot}\,Fe_4^{\cdot\cdot}\,Mn_{0,1}\,Mg_5\,Ca_6\,Na_{20}\,K_{15}\,OH_7\,S_{0,1}(CO_2)_{0,6}\,O_{474}.$$

Таблица 9

Химический состав околорудных пород разреза скв. 112

Компоненты	Зоны		
	0—неизмененный гранит	I—слабая биотитизация	II—гидрослюдизация—серицитизация
	II—2144*	II—2146	II—2148
SiO_2	70,5	70,48	69,85
TiO_2	0,35	0,27	0,27
Al_2O_3	14,5	14,92	14,77
Fe_2O_3	2,8	0,93	1,21
FeO		1,75	0,67
MnO	0,04	0,03	0,04
MgO	0,9	0,80	0,80
CaO	2,0	1,83	1,83
Na_2O	3,5	3,48	2,44
K_2O	4,1	4,00	5,04
П.п.п.	1,3	0,81	2,49
H_2O^-		0,44	0,14
P_2O_5	Не опр.	0,09	0,10
Сумма	100,0	99,83	99,65
d_v	2,65	2,62	2,62

Содержание элементов-примесей, $n \cdot 10^{-4}$%

Ba	1500	1500	700
Sr	500	500	300
Zr	70	200	200
Sn	10	10	10
Mo	10	10	20
Cu	10	150	500
Ni	10	10	10
Co	—	—	—
Zn	—	100	—
Pb	70	100	50
Ag	—	Сл.	Сл.

* Количественный спектральный анализ.

В ходе метасоматического преобразования последние два акцессорных минерала не претерпевают изменений. Примерно в одинаковых количествах они содержатся во всех зонах, вследствие чего при рассмотрении метасоматической зональности их можно не учитывать.

I. Зона биотитизации и слабой карбонатизации является самой внешней зоной изменения и характеризуется замещением амфибола биотитом, а сфена — лейкоксеном. Одновременно развивается карбонат (анкерит) как в псевдоморфозах по амфиболу и сфену, так и в центральных частях зерен

плагиоклаза. Биотит как первичный, так и по роговой обманке содержит обильные включения магнетита, биотит иногда слегка хлоритизирован. Индивидуальность зоны определяется устойчивостью следующей минеральной ассоциации: Пл, Ор, Кв, Би, Мт, Кар, (Хл, Лк). Равнообъемная формула породы ($d_v = 2{,}68$):

$$Si_{182}\,Ti_{0,6}\,Al_{49}\,Fe^{\cdots}_{4}\,Fe^{\cdot\cdot}_{5}\,Mn_{0,1}\,Mg_5\,Ca_6\,K_{16}\,OH_4\,S_1\,(CO_2)_2O_{465}.$$

Рассматриваемая зона отчетливо прослеживается повсеместно около всех жил и на всем их протяжении. Однако в местах выклинивания жил по простиранию на малой глубине в ней возрастает калишпатизация, и она непосредственно примыкает к внутренней зоне (зоне флогопитизации), а на выклинивании по падению в ней, кроме того, иногда отмечаются явления окварцевания. В этих случаях в породе сохраняется даже сфен, в то время как биотит флогопитизируется (разрезы 76, 91).

II. Зона монтмориллонитизации наиболее отчетливо выражена около центральных частей жил, а ближе к выклиниванию она сливается с зоной гидрослюдизации (иллитизации) или выклинивается. Для зоны характерно замещение плагиоклаза тонкозернистым (0,001 *мм*) агрегатом нонтронита-монтмориллонита и карбоната при сохранении каемок альбита. Псевдоморфозы по роговой обманке сложены биотитом, а по сфену — лейкоксеном. Ортоклаз совершенно свободен от замещения, биотит также устойчив, хотя отмечаются повсеместное уменьшение интенсивности абсорбции и преобладание красноватого оттенка плеохроизма. Магнетит замещается пиритом. Первичная структура породы вполне отчетлива. Состав определяется наличием минеральной ассоциации: Аб, Ор, Фл, Кв, Пт, Мон, (Кар, Лк).

Эта зона была установлена лишь в двух разрезах (скв. 91, жила 42 и скв. 78, жила 42). В разрезах 76 и 106, характеризующих околорудные изменения в местах выклинивания жил, она отсутствует. Правда, в разрезе 106, а отчасти 104 и 112 вместо нее развита зона гидрослюдизации (иллитизации), очень сходная по химизму, но образующаяся в условиях повышенного потенциала калия. Очень важной особенностью зоны является флогопитизация биотита, возрастающая по мере увеличения роли окварцевания и увеличения глубины или по направлению выклинивания жилы. Если провести изолинию сохранения биотита (и флогопита), то будет видно, что на выклинивании она вплотную подходит к жиле.

Химический состав зоны определяется равнообъемной формулой ($d_v = 2{,}63$):

$$Si_{185}\,Ti_{0,5}\,Al_{47}\,Fe^{\cdots}_{2}\,Fe^{\cdot\cdot}_{4}\,Mn_{0,2}\,Mg_5\,Ca_4\,Na_9\,K_{14}\,OH_9\,S_2\,(CO_2)_3O_{464}.$$

III. Зона серицитизации проявляется в двух вариантах. либо с сохранением альбита, либо без него. Она характеризуется интенсивным замещением всего плагиоклаза (иногда, кроме краевых частей) крупночешуйчатым (0,1 — 0,3 *мм*) звездчатым серицитом. Биотит или флогопит также полностью замещены гомоосевыми псевдоморфозами серицита, несколько возрастает роль ортоклаза (адуляра) и кварца, появляется рутил, развивающийся по лейкоксену.

Эта зона отчетливо фиксируется во всех разрезах по жиле 42 и в зоне центральных частей, сохранившихся от эрозии жил 41 — 52. Примечательно, что возле жилы 42 на выклинивании ее (разрезы 104, 112) на относительно большой глубине серицитизация сохраняется, являясь ведущим типом изменений во внутренней зоне. В то же время по мере увеличения глубины или приближения к выклиниванию снижается крупнозернистость серицита, пока наконец он не заменяется гидрослюдой (иллитом). В последнем случае, особенно в разрезах на выклинивании жилы 42, отчетливо проявлены процессы гидрослюдизации и монтмориллонитизации.

Индивидуальность зоны определяется устойчивостью следующей минеральной ассоциации: Сер, Ор, Кв, Пт, Ру, (Кар, Као). Химический состав зоны отвечает формуле ($d_v = 2.52$):

$$Si_{173}Ti_{0,5}Al_{44}Fe^{\cdots}_{3}Fe^{\cdot\cdot}_{2}Mn_{0,1}Mg_3Ca_9Na_3K_{13}OH_{39}(CO_2)_8O_{400}.$$

IV. Зона адуляризации является самой внутренней зоной околожильной переработки и проявляется в идеальном виде лишь возле центральных частей жил. Она сравнительно быстро исчезает по простиранию и падению в направлении выклинивания. Порода зоны сложена равномернозернистым (0,2 — 0,3 *мм*) агрегатом зерен свежего прозрачного калиевого полевого шпата (адуляра), нередко идиоморфных по отношению к кварцу, с небольшим количеством более поздних (по жилкам) каолинита, нонтронита и карбоната с реликтами серицита. Повсеместно присутствует вкрапленность пирита, а иногда и чешуйки молибденита. Устойчивая минеральная ассоциация зоны: Ад, Кв, Пт, Ру.

Следует отметить, что если адуляризация представляет собой специфическую особенность контактовых оторочек в центральных частях жил, то ортоклазизация — чрезвычайно широко распространенный процесс околорудного преобразования, прослеживающийся до самого выклинивания жил и далее на их продолжении. Однако четкость устойчивых минеральных ассоциаций несколько снижается: к кварцу и ортоклазу добавляется сначала серицит, потом гидрослюда и флогопит. Химический состав зоны ($d_v = 2,51$):

$$Si_{159}\ Ti_{0,3}\ Al_{54}\ Fe^{\cdots}_{1}\ Fe^{\cdot\cdot}_{2}\ Mn_{0,1}\ Mg_2\ Ca_3\ Na_7\ K_{28}\ (OH)_{67}\ S_3\ (CO_2)_2O_{354}.$$

Таблица 10

Типовая метасоматическая колонка околожильных пород III участка

Фазы и компоненты	Зоны				
	0—неизмененная порода (гранит)	I—слабая биотитизация и карбонатизация	II—монтмориллонитизация	III—серицитизация	IV—адуляризация
Минеральный парагенезис	Амфибол	—	—	—	—
	—	—	—	—	—
	Плагиоклаз	Плагиоклаз	Альбит	Серицит	—
	Биотит	Биотит	Монтмориллонит-нонтронит	—	—
	Ортоклаз	Ортоклаз	Флогопит	—	—
	—	—	Ортоклаз	Ортоклаз	Адуляр
	Кварц	Кварц	Кварц	Кварц	Кварц
	Магнетит	Магнетит (Гематит)	—	—	—
	—	—	—	—	—
	—	Карбонат	Пирит	Пирит	Пирит
	—	—	(Лейкоксен)	Рутил	—
	—	(Хлорит)	(Карбонат)	(Карбонат)	Рутил
	Сфен	(Лейкоксен)	—	—	—
Инертные и избыточные компоненты	Ti, Al, Si, K, Mg, Na, $Fe^{\cdots}$, $Fe^{\cdot\cdot}$, Ca	Ti, Al, Si, K, Mg, Na, $Fe^{\cdots}$	Ti, Al, K, Mg, Na, S	Ti, Al, Si, K, S	Ti, Al, Si, S

Рассмотрение частных разрезов метасоматической зональности и их идеализированных схем — колонок (табл. 10, 11) показывает, что для обеих жил III участка (жилы 42 и 41-52) строение метасоматической колонки измененных пород сохраняется постоянным. В идеальном случае, около обеих жил проявлено 5 зон: неизмененная порода (гранит), зона биотитизации, гидрослюдизации, серицитизации и адуляризации. Однако строение колонок не остается постоянным при вариации глубины или положения по простиранию жил. Так, если наиболее полно проявленная колонка, имеющая в своем составе 5 зон, наблюдается в разрезах 91, 104, то в ряде случаев отсутствует внутренняя (адуляризация), а иногда и следующая за ней зона серицитизации (см. разрезы 78, 76, 106, 112). Это выпадение внутренних зон происходит на выклинивании по простиранию и в меньшей мере по падению рудных жил. Вместе с тем в близко расположенных жилах (42 и 52-41) на одной и той же глубине наблюдается различная зональность, причем колонки жилы 42 всегда полнее проявлены, в них сохраняется зона серицитизации даже на выклинивании и на большой глубине. Причину этого нетрудно установить, если учесть такую особенность морфологии жил, как закономерность

изменения мощности с глубиной (см. рис. 4). Из этих диаграмм следует, что жила 42 имела изначально более глубокое заложение; современный эрозионный срез вскрывает средние и прикорневые части жилы 41-52 и средние и верхние части жилы 42. Следовательно, кажущаяся большая полнота развития зоны серицитизации в колонках жилы 42 объясняется относительно меньшим эрозионным срезом этой жилы. Поэтому при выводе схем горизонтальной и вертикальной зональности измененных пород необходимо строго учитывать относительную глубину эрозионного среза.

Таблица 11

Метасоматическая колонка на выклинивании жил

Фазы и компоненты	Зоны			
	0—неизмененная порода (гранит)	I—флогопитизация	II—деанортитизация	III—флогопитизация, ортоклазизация
Минеральный парагенезис	Амфибол — — Плагиоклаз Биотит Ортоклаз Кварц Магнетит Сфен	— — — Плагиоклаз Флогопит Ортоклаз Кварц Пирит Сфен	— — — Альбит Флогопит Ортоклаз Кварц Пирит Лейкоксен	— — — Флогопит Ортоклаз Кварц Пирит Рутил (Карбонат) (Серицит)
Инертные и избыточные компоненты	Ti, Al, Si, K, Mg, Na, Fe^{+}, Fe^{++}, Ca	Ti, Al, Si, K, Mg, Na, Ca, S	Ti, Al, Si, K, Mg, Na, S	Ti, Al, Si, K, Mg, S

Закономерности трехмерной зональности измененных пород III участка Аманан-Макита могут быть суммированы в виде следующей блок-диаграммы (рис. 8). От центральной метасоматической колонки (разрез 91*а*) по направлению к выклиниванию жил располагаются разрезы 78 и 76. В первом из них выпадает зона сплошной адуляризации, а зона серицитизации отличается наличием мелкозернистого серицита (иллита). В разрезе 76 выпадает зона серицитизации, а вместо зоны монтмориллонитизации фиксируется зона флогопитизации и ортоклазизации, которая и залегает на контакте с жилой. При увеличении глубины (в направлении выклинивания жил) сохраняется качественный минеральный состав зоны флогопитизации, но возрастает роль ортоклазизации и окварцевания. Эти процессы нередко являются доминирую-

щими типами околожильного изменения, особенно на продолжении жил.

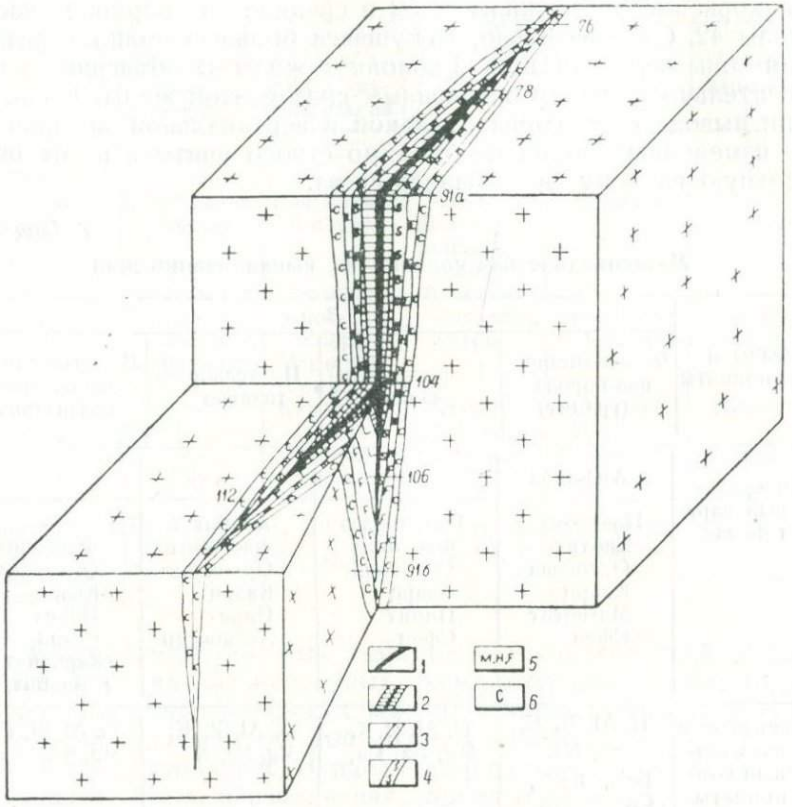


Рис. 8. Схема трехмерной зональности околорудных пород III участка Аманан-Макитского месторождения.

1—кварцевая жила; *зоны*: *2*—адуляризации; *3*—альбитизации; *4*—серицитизации и иллитизации; *5*—монтмориллонитизации с переходом к гидрослюдизации и флогопитизации; *6*—биотитизации и слабой карбонатизации.

Вертикальная зональность в центре жил в общих чертах имеет сходный характер, но несет некоторые отличия в деталях. Так же как и в случае горизонтальной зональности, здесь в первую очередь выпадает внутренняя зона (сплошной адуляризации) и одновременно монтмориллонитизация сменяется гидрослюдизацией. При этом существуют две зоны гидрослюдистого изменения: внутренняя серицитизации и внешняя иллитизации. На их границе нередко обособливается подзона серицитизации и альбитизации. На большей глубине

наблюдается выпадение зоны гидрослюдизации, и в контакте с жилой находится ортоклаз-кварц-флогопитовая минеральная ассоциация. Важной особенностью колонки выклинивания и больших глубин разрез (91, *б*) является увеличение устойчивости сфена и даже амфибола. Внешняя зона изменения в этом случае характеризуется не биотизацией и слабой карбонатизацией, а окварцеванием и флогопитизацией.

Таблица 12

Обобщенная схема изменения химического состава метасоматических колонок околорудных пород месторождения Аманан-Макит

Межзональные переходы	Si	Ti	Al	Fe^{3+}	Fe^{2+}	Mn	Mg	Ca	Na	K	S	CO_2	OH	O
Разрез 91														
0→I	−4	0	+2	+2	+1	0	0	0	+3	+1	+1	+1	−3	−9
0→II	−1	0	0	0	0	0	0	−2	−1	−1	+2	+2	+2	−10
0→III	−13	0	−3	+1	−2	0	−2	+3	−17	−2	+1	+7	+32	−7
0→IV	−27	0	+7	−1	−2	0	−3	−3	−13	+13	+2	+2	+60	−120
Разрез 78														
0→I	не изучен													
0→II	−6	0	−2	−3		0	−2	−5	−5	+3	>+20<+90			
0→III	−16	0	−7	−2		0	−2	−3	−6	+9	>+10<+60			
0→IV	−13	−0,3	−1	−4		0	−3	−5	−12	+23	0			
Разрез 104														
0→I	+5	−0,2	−7	−1		0	−1	−2	−3	+1	>+2 <+7			
0→II	+3	−0,2	−7	−1		0	0	−1	−6	0	>+3 <+8			
0→III	+4	−0,1	−8	−2		0	−1	−2	−5	0	>+2 <+6			
Разрез 106														
0→I	−1	−0,1	−1	0	0	0	−1	0	−5	+1	>+4 <+26			
0→II	−7	0	+3	0	+1	0	−2	0	−10	−8	>+13<+68			
0→III	−11	0	−1	+1	+1	0	−3	+2	−16	−1	>+15<+72			
Разрез 112														
0→I	−2	−0,2	+1	−2		0	−1	−1	0	−1	>+1 <+3			
0→II	−4	−0,2	0	−2,5		0	−1	−1	−6	+3	>+5 <+20			

Таким образом, наблюдения по закономерностям вертикальной и горизонтальной эволюции строения метасоматических колонок приводят к заключению о наличии в измененных околорудных породах трех типов зональности, состоящих в

последовательности смены: а) минеральных ассоциаций в каждой частной колонке; б) строения колонки по простиранию жилы; в) строения колонки по вертикали (точнее, по восстанию и падению жилы).

Представление о химических особенностях формирования околорудных пород III участка и о эволюции его в разных частях жил можно получить, сравнивая равнообъемные формулы пород различных зон, расположенные в соответствии со схемой зональности (табл. 12). Действительно, в типовой колонке (разрез 91, *а*) от внешних зон к внутренним отчетливо видно направленное изменение содержания многих породообразующих компонентов. Так, постепенно уменьшается содержание Si, $Fe^{\cdot\cdot\cdot}$, $Fe^{\cdot\cdot}$, Mg, Ca, Na и увеличивается содержание (OH), CO_2, S. На фоне этого постепенного изменения при переходе от зоны к зоне и при смене одной минеральной ассоциации на другую нетрудно заметить скачкообразное изменение содержания ряда компонентов. При межзональном переходе 0→I (биотизация и слабая карбонатизация) почти в 2 раза возрастает содержание $F^{\cdot\cdot\cdot}$, в 1,2 раза $Fe^{\cdot\cdot}$ и в 4 раза содержание (CO_2) при сохранении Ca на прежнем уровне.

Аналогичный характер изменения химического состава при этом переходе наблюдается и в других разрезах. Так, в разрезе 106 фиксируется снижение количества Si и увеличение $Fe^{\cdot\cdot}$, п.п.п. и отчасти K.

При переходе I→II (монтмориллонитизация) химический состав породы изменяется незначительно. Фиксируется лишь небольшое увеличение содержания H_2O^+, CO_2 и особенно S. В разрезах на выклинивании при замене монтмориллонита гидрослюдой имеет место незначительное увеличение содержания K.

Более существенные изменения химического состава происходят при переходе II→III (серицитизация). Здесь резко снижается содержание Na и возрастает H_2O^+. В разрезах на выклинивании по простиранию характер смены химического состава при этом переходе сохраняется, однако количество Na не снижается столь значительно. Особенно это видно в разрезах на большей глубине, где отчетливее проявлена зона альбитизации и серицитизации (разрезы 106, 112, 104). В последнем случае в этой зоне отчетливо проявляется окварцевание.

При переходе III→IV (сплошная адуляризация) резко увеличивается содержание K. Вместе с тем здесь отчетливо намечается снижение количества Na, Ca, Mg, Fe. Содержание кремния также снижается в направлении горизонтального выклинивания, в то время как в аналогах этой зоны на глубине (разрез 104) отмечаются признаки окварцевания.

Таблица 13

Распределение элементов-примесей в околорудных измененных породах III участка месторождения Аманан-Макит ($n \cdot 10^{-4}$ %).

Элементы	Зоны				
	0	I	II	III	IV
Mo	2	13	14	43	365
Pb	40	80	70	50	130
Cu	15	500	220	260	350
Zn	—	30	13	25	—
Ni	4	10	8	10	10
Ag	—	2	2	—	—
V	15	25	12	10	17
Sn	5	4	6	—	5
Co	—	2	2	—	—
Sr	450	350	400	470	270
Ba	1300	1400	1300	1300	1300
Число определений	5	4	6	4	3

Распределение элементов-примесей в околорудных породах Аманан-Макита. Состав и содержание элементов-примесей в породах рассмотренных метасоматических колонок Аманан-Макита подвержены существенным вариациям, причем, как показывают результаты спектроскопических определений (табл. 13 и 14) в околожильном пространстве преобладает эндогенное рассеяние рудных компонентов. Особенно отчетливо направленное изменение содержания Mo, Pb, Cu обнаруживается в метасоматической колонке III участка, где от зоны 0 к зоне IV происходит сравнительно постепенное увеличение содержания молибдена в сотни, меди в десятки и свинца в несколько раз. Характер их поведения в данном случае не оставляет сомнения в эндогенной природе рудного вещества, так как ни в одной из зон не наблюдается их выноса.

На фоне этого четкого обогащения внутренних зон указанными элементами ряд других компонентов (Cr, V, Ni, Co и др.), не участвующих в рудном процессе, либо не испытывают заметных перемещений, либо эти перемещения (например, для U; рис. 9) не отличаются строгой направленностью. Следует отметить инертное поведение Sr и Ba, что отличает, в частности, гидрослюдизацию амананского типа от гидрослюдизации типа Шахтамы.

Указанные особенности распределения элементов-примесей сохраняются и в метасоматической колонке I участка, а также в калишпатизированных породах II участка. Единственным принципиальным отличием здесь является обогащение

свинцом зоны III (гидрослюдизации), и, что особенно важно, появление в этой зоне (особенно в разрезах на глубине, где преобладает окварцевание и зона III является зоной максимального изменения) заметных количеств вольфрама. В зоне III (колонки I участка) наблюдается некоторое увеличение содержания U.

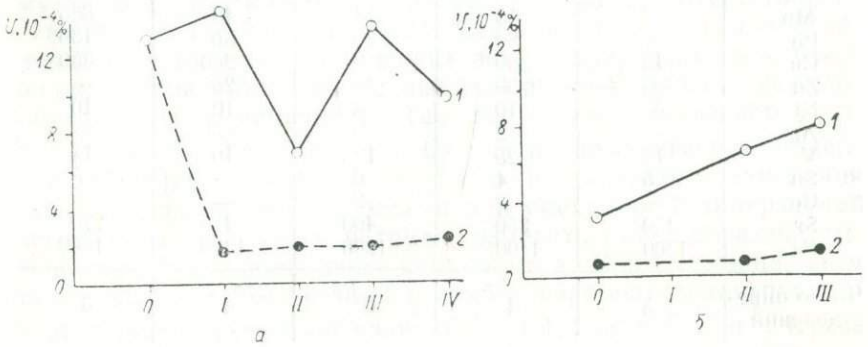


Рис. 9. Распределение примеси валового (*1*) и подвижного (*2*) урана в околорудных породах месторождения Аманан-Макит: *а*—колонка III участка; *б*—колонка I участка.

Поведение акцессорных минералов. При описании метасоматических колонок уже обращалось внимание на то, что если смена ассоциаций породообразующих минералов определяет главнейшие черты зональности околорудных пород, то акцессории подчас являются еще более чуткими индикаторами смены режима минералообразующей среды. В ходе гидрослюдизации из числа акцессорных минералов наименее устойчивыми являются сфен и магнетит, которые вследствие этого помещены нами даже в разряд виртуальных минералов.

Таблица 14

Распределение элементов-примесей в околорудных измененных породах I участка месторождения Аманан-Макит ($n \cdot 10^{-4}$ %)

Элементы	Зоны				
	0	I	II	III	IV
Mo	<10	10	20	10	100
Pb	20	70	800	70	70
Cu	20	10	110	300	140
W	—	—	130	—	—
Zn	—	—	50	—	—
Число определений	1	1	3	1	2

Таблица 15

Состав и содержание минералов тяжелой фракции в колонке гидрослюдизации (в % ко всей породе)

Минералы	Зоны				
	0—неизмененная порода	I—слабая биотитизация	II—монтмориллонитизация	III—серицитизация	IV—адуляризация
Биотит	1,28*	0,57	0,14**	—	—
Магнетит . . .	0,97	0,87	0,045	—	—
Гематит . . .	—	—	0,180	—	—
Сфен	0,36	—	—	—	—
Лейкоксен . .	—	0,060	0,12	—	—
Рутил	—	—	—	0,071	0,12
Пирит	—	—	0,25	0,94	0,54
Циркон . . .	0,025	0,029	0,027	0,034	0,029
Апатит	0,046	0,056	0,045	0,058	0,050
Эпидот	0,002	—	—	—	—
Ортит	—	0,0007	—	—	—
Молибденит .	0,0001	0,0003	0,0004	0,0007	0,19
Халькопирит .	—	—	—	—	0,041
Блеклая руда .	—	—	—	—	0,009
Сумма . . .	2,65	1,59	0,82	1,10	0,48

* С примесью роговой обманки.
** Гидрослюдизирован.

Именно замещение сфена лейкоксеном, а лейкоксена рутилом, а иногда ильменитом или новообразованным сфеном четко маркирует границы фаций 0—I, II—III. В то же время замещение магнетита пиритом, иногда с образованием в качестве промежуточной фазы гематита, составляет характерную особенность переходов I→II. При этом типоморфизм кристаллов пирита является дополнительным критерием изменения кислотности раствора или состава элементов-примесей. Так, если в зоне II пирит имеет кубический габитус, то в зонах III и IV — кубооктаэдрический и пентагондодекаэдрический. Минералогический анализ тяжелых фракций (табл. 15) протолочек измененных пород показывает, что в ходе метасоматического преобразования в породе заметно уменьшается выход тяжелой фракции, что связано с замещением роговой обманки и сфена в зоне I, магнетита — в зоне II и биотита — в зоне III. Указанное в табл. 15 содержание биотита в зонах 0, I, II, естественно, не отвечает истинному, так как частично он уходит в легкую фракцию, причем тем больше, чем сильнее он флогопитизирован или гидрослюдизирован. Этим объясняется постепенное уменьшение его содержания в протолочках внутренних зон.

Магнетит становится неустойчивым в зоне II, где он, будучи гематитизированным, еще иногда присутствует в реликтах совместно с новообразованным пиритом кубического габитуса. В зоне III содержание пирита соответствует содержанию магнетита в зоне 0.

Сфен исчезает уже в зоне I, замещаясь лейкоксеном, а в зонах III и IV по нему развивается рутил. Циркон и апатит относительно устойчивы, колебания их содержаний не выходят за пределы ошибок измерения. Молибденит присутствует повсеместно, но в незначительном количестве, лишь в зонах III, IV содержание его заметно возрастает.

Сопоставление метасоматических колонок III, I и II участков. Приведенная краткая характеристика типовых колонок околожильных пород III, I и II участков, а также сопоставление частных разрезов в различных точках по вертикали и горизонтали свидетельствуют о принципиальном сходстве их друг с другом. Полная колонка III и II участков имеет пяти-шестичленное строение, и внутренние зоны на выклинивании по простиранию и падению последовательно выпадают, вытесняясь все более внешними. Характер и закономерности такой смены особенно отчетливо видны на схематической блок-диаграмме, отражающей трехмерную зональность околорудных пород III участка (см. рис. 8). Эта смена, интервал которой по горизонтали составляет 100—200 *м* и по вертикали ~ 100 *м*, сопровождается качественным изменением состава минеральных фаций зон, увеличением роли иллитизации, флогопитизации и ортоклазизации (по простиранию) и флогопитизации и окварцевания (по падению). Метасоматическая колонка II участка отличается наиболее простым строением: внутренние фации в ней отсутствуют.

Главное отличие колонок разных фаций состоит в существенно подчиненной роли серицитизации и сплошной адуляризации в колонке I участка, в полном отсутствии их в колонке II участка, а также в повсеместном преобладании ортоклазизации, флогопитизации и нередко окварцевания в колонках I и особенно II участков.

Причина этих различий состоит в различной относительной глубине формирования соответствующих рудных тел. Следовательно, фациальные вариации в строении колонок измененных пород являются фактором оценки глубины формирования рудных тел.

Разрезы измененных пород I участка характеризуют в основном корневые части рудных тел. Вследствие того, что образование рудных жил двух участков происходило, по-видимому, почти одновременно, зональность околорудных пород в значительной мере определяется морфологией самой жилы. Поэтому при разной глубине заложения двух соседних

жил метасоматическая зональность около них на одном гипсометрическом уровне оказывается различной. Это столь же естественно, как различия в метасоматической зональности в вертикальном сечении около двух равноглубоких, но смещенных одна относительно другой по простиранию жил.

Наличие в качестве максимально измененных пород в метасоматической колонке II участка фаций флогопит-ортоклазового состава, по существу тождественных таковым наиболее глубоких горизонтов рудных жил, свидетельствует, что штокверковые зоны представляют собой корневые части рудных тел. Этот вывод, в особенности если учесть факты выноса кремнезема из зоны калишпатизации, открывает возможности для решения вопроса об источнике кремнезема кварцевых жил.

Тип Жирекена

Среди рудных образований золото-молибденового пояса преобладающим распространением пользуются месторождения кварцевожильного типа. Значительно менее распространены штокверковые месторождения. Выше, при описании Аманан-Макита, указывалось на наличие в пределах рудных полей Сыргичи-Амананского рудного узла отдельных участков штокверкового, как правило, убогого оруденения. Месторождения молибдена чисто штокверковые с отсутствием кварцевых жил или с незначительным их распространением сравнительно редки, хотя именно они, как выяснилось в последние годы, представляют наибольший интерес с практической точки зрения, например расположенное в пределах Витимо-Олекминской горной страны месторождение Орекиткан [Щеглов, 1960].

Наиболее характерным представителем штокверкового типа молибденового оруденения Забайкалья является месторождение Жирекен [Калуцкий, 1964; Ежов, 1970].

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Месторождение Жирекен, представленное весьма мощной и протяженной зоной рудного штокверка, залегает внутри массива гранитоидов амананского комплекса. Рудное поле месторождения имеет небольшую площадь (около 2 $км^2$) и характеризуется сравнительно простым строением. В его пределах распространены лишь крупнозернистые амфиболо-биотитовые граниты, мелкозернистые порфировидные граниты, а также жильные породы — преимущественно гранит-порфиры.

Рудная залежь месторождения имеет линзовидную форму и значительные размеры (рис. 10). Она вскрыта многочислен-

ными горными выработками и скважинами колонкового бурения.

Околорудные породы. Было изучено два типовых разреза — в центре штокверковой залежи (скв. 2) и на выклинивании ее (скв. 8). Следует отметить, что штокверковый характер оруденения и площадное распространение околорудных изменений затрудняют изучение закономерностей их зональности, особенно в центральных частях залежи (скв. 2). Лишь на выклинивании рудного тела удается проследить все переходы от неизмененных гранитов до максимально переработанных пород и наметить контуры отдельных зон.

Разрез 2 (рис. 10)

Скважина расположена в центре рудного поля и вскрывает два рудных интервала—5—30 *м* и 100—150 *м*. Она начинается в мелкозернистых биотитовых гранитах, содержащих ксенолиты крупнозернистых порфировидных амфиболо-биотитовых гранитов, контакт этих пород резкий (обр. 498).

Мелкозернистые граниты повсеместно калишпатизированы, в них весьма обычны многочисленные прожилки аплитовидной массы (обр. 499). На глубине 30—35 *м* наблюдается сплошная калишпатизация, где плагиоклаз и биотит замещены ортоклазом и кварцем. Присутствует пирит и молибденит. Полностью калишпатизированные рудоносные граниты (устойчивая ассоциация: Ор, Кв, Пт) нередко затронуты поздней каолинизацией (обр. 501) и окварцеванием. Начиная с глубины 35 *м*, степень калишпатизации снижается и в интервале 50—53 *м* наблюдается уже почти неизмененный гранит.

На глубине 54 *м* вновь усиливается калишпатизация, которая прослеживается с перерывами на глубину до 100 *м*, где заметно ослабевает. Подобный характер изменения продолжается до глубины 138 *м*, где на слабую калишпатизацию накладывается хлоритизация (обр. 506).

На глубине 147 *м* наблюдается контакт калишпатизированного мелкозернистого гранита с жильным гранит-порфиром. Вдоль контакта порода гидрослюдизирована (обр. 507). Гидрослюдизация гранит-порфиров прослеживается также на глубине 154 *м* (обр. 509). Зонки гидрослюдизации и хлоритизации наблюдаются и далее. Гранит-порфиры продолжаются до глубины 157 *м*, где вновь сменяются мелкозернистыми биотитовыми гранитами.

На глубине 160 *м* степень изменения возрастает: во внешней зоне наблюдается хлоритизация, в промежуточной — калишпатизация, а во внутренней—альбитизация, турмалинизация и жилки молибденита.

Далее, в интервале 163—190 *м* следуют относительно мало измененные мелкозернистые граниты с многочисленными дайками гранит-порфиров в них.

На глубине 190 *м* вновь начинается серия зон интенсивного изменения, развивающихся по гранит-порфиру, причем в периферических их частях наблюдается слабая карбонатизация (обр. 512). Видимая мощность дайки 38 *м*.

Во внутренних частях зоны изменения преобладает калишпатизация (обр. 513). Местами наблюдаются зонки каолинизации (обр. 514). Подробный характер изменения сохраняется до глубины 230 *м*.

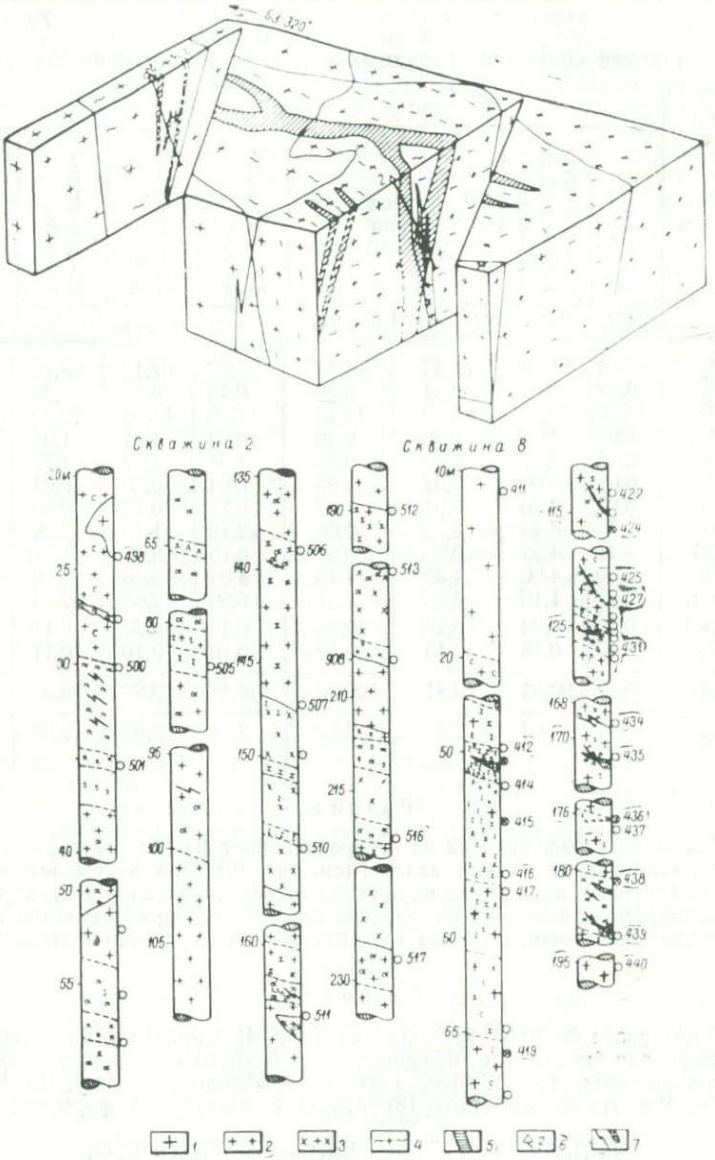


Рис. 10. Блок-диаграмма и детальные разрезы по скважинам месторождения Жирекен.

1—амфиболо-биотитовые граниты; *2*—мелкозернистые порфировидные граниты; *3*—гранит-порфиры; *4*—ореолы слабой гидротермальной переработки пород (на блок-диаграмме); *5*—зоны интенсивной гидротермальной переработки пород (на блок-диаграмме); *6*—скважины колонкового бурения; *7*—кварцевые и халцедоно-кварцевые жилки (на детальных разрезах) и изменения пород около них: калишпатизация и адуляризация (*а*), альбитизация (*А*); окварцевание (*о*), гидрослюдизация (*г*), каолинизация(*к*), хлоритизация (*х*) и слабая карбонатизация (*с*).

Таблица 16

Химический состав околорудных пород месторождения Жирекен

Компоненты	Зоны							
	0—гранит	I *а*—хлоритизация и карбонатизация	I *б*—гидрослюдизация		I *в*—каолинизация	I *г*—биотитизация	II—флогопитизация	III—ортоклазизация
	2411	2419	П—2417	П—2415	П—2413	П—2436	П—2438	П—2430
SiO_2	67,68	66,38	65,44	65,12	66,67	67,12	68,10	70,0
TiO_2	0,56	0,56	0,54	0,60	0,40	0,56	0,33	0,4
Al_2O_3	14,35	14,61	13,62	14,46	15,60	14,25	13,59	15,0
Fe_2O_3	1,90	1,35	0,59	0,46	0,93	1,61	1,98	0,7
FeO	2,18	2,72	2,59	2,86	1,91	1,90	1,77	2,5
MnO	0,05	0,06	0,07	0,05	0,04	0,30	0,01	0,05
MgO	0,80	0,96	0,94	1,37	0,71	0,72	0,80	0,5
CaO	2,76	3,43	3,70	2,60	2,18	1,78	1,30	0,8
Na_2O	4,42	4,22	0,95	0,69	0,70	3,48	4,56	0,4
K_2O	4,00	4,00	4,32	4,46	4,04	4,48	4,50	8,0
П.п.п.	0,77	1,10	6,68	7,31	6,59	2,68	2,36	2,0
H_2O^-	0,10	0,34	0,22	0,28	0,16	0,70	0,15	—
P_2O_5	0,15	0,18	0,15	0,10	0,15	0,10	0,11	—
Сумма	99,72	99,91	99,81	100,36	100,18	99,68	99,56	100,3
d_v	2,67	2,64	2,55	2,52	2,54	2,64	2,60	2,6

Разрез 8

Скважина 8 расположена на северо-западном фланге месторождения в месте выклинивания рудной залежи (см. рис. 10). Она вскрывает две полосы измененных пород. Для первой из них (глубина 20—30 *м*) характерно преимущественное распространение процессов гидрослюдизации и каолинизации, для второй (глубина 110—195 *м*)—процесса калишпатизации.

Разрез 8 *а*

В интервале 0—20 *м* наблюдаются (обр. 411) практически неизмененные амфиболо-биотитовые порфировидные граниты (аманандского комплекса), для которых, как обычно, характерна ассоциация: Амф, Пл, Кв, Ор, Би, Сф, Мт. Их состав (табл. 16) отвечает следующей формуле:

$$Si_{181}\,Ti_1\,Al_{45}\,Fe^{'''}_4\,Fe^{''}_5\,Mn_{0,1}\,Mg_3\,Ca_8\,Na_{23}\,K_{14}\,(OH)_{14}\,O_{459}.$$

В интервале 20—47 *м* присутствуют слабо карбонатизированные и хлоритизированные граниты, в которых не устойчивы амфибол, сфен и отчасти биотит.

Для промежуточной зоны (глубина 47—49,5 *м*) характерна интенсивная гидрослюдизация (обр. 412). Из числа первичных минералов здесь полностью замещены амфибол и сфен, а также биотит и в значительной мере плагиоклаз. В числе новообразований присутствуют гидрослюда и монт-

мориллонит, в подчиненном количестве—карбонат, каолинит, а также рутил. Устойчивая минеральная ассоциация: Ор, Кв, Гс, Монт, Кар, Ру.

Внутренняя зона изменения установлена в интервале глубин 49,5—51 *м* (обр. 413, 414). Здесь достаточно часты участки дробления и цементации породы халцедоном, имеющим иногда „сургучный" цвет. Возле таких прожилков особенно возрастает каолинизация. Из числа первичных минералов по-прежнему сохраняются ортоклаз и кварц. Структура первичной породы не отчетлива. Псевдоморфозы по амфиболу, биотиту и плагиоклазу выполнены агрегатом тонкозернистого кварца, каолинита и зеленоватой гидрослюды. Присутствуют рутил и пирит. Устойчивая ассоциация: Ор, Кв, Као, Гс, Ру, Пт. Равнообъемная формула породы ($d_v = 2{,}54$):

$$Si_{170}\,Ti_{0,8}\,Al_{47}\,Fe^{\cdots}_{2}\,Fe^{\cdot\cdot}_{4}\,Mn_{0,1}\,Mg_{2,7}\,Ca_{6}\,Na_{4}\,K_{13}\,(OH + CO_2)_{123-23}.$$

В лежачем боку полосы измененных пород зона гидрослюдизации имеет значительно большую мощность (до 6 *м*), причем элементы каолинизации в ней также присутствуют (особенно во внутренней ее части). Качественный минеральный состав породы (обр. 415, 416) полностью тождествен составу зоны гидрослюдизации висячего бока. Равнообъемная формула ($d_v = 2{,}52$):

$$Si_{157}\,Ti_{1}\,Al_{43}\,Fe^{\cdots}_{1}\,Fe^{\cdot\cdot}_{6}\,Mn_{0,1}\,Mg_{5}\,Ca_{7}\,Na_{4}\,K_{14}\,(OH + CO_2)_{123-26}.$$

Внешняя зона изменения лежачего бока характеризуется устойчивостью биотита и плагиоклаза, появляющихся уже на глубине 57 *м* (обр. 417), а также сохранением ортоклаза розоватого цвета, свойственного первичным породам. Однако химический анализ свидетельствует о переходном характере этого образца от зоны гидрослюдизации к зоне слабой карбонатизации. Равнообъемная формула ($d_v = 2{,}55$):

$$Si_{167}\,Ti_{1}\,Al_{41}\,Fe^{\cdots}_{1}\,Fe^{\cdot\cdot}_{6}\,Mn_{0,2}\,Mg_{4}\,Ca_{10}\,Na_{5}K_{14}\,(OH + CO_2)_{114-23}.$$

Зона прослеживается на расстоянии свыше 10 *м* и точную границу ее с совершенно неизмененными породами установить трудно. Во всяком случае на глубине 66—69 *м* наблюдаются еще слабо хлоритизированный и карбонатизированный гранит, в котором иногда даже присутствуют реликты амфибола. Химический состав зоны отвечает следующей равнообъемной формуле ($d_v = 2{,}64$):

$$Si_{176}\,Ti_{1}\,Al_{46}\,Fe^{\cdots}_{3}\,Fe^{\cdot\cdot}_{6}\,Mn_{0,1}\,Mg_{3}\,Ca_{10}\,Na_{22}\,K_{14}\,(OH+CO_2)_{19-4}.$$

Разрез 8 *б*

Разрез охватывает интервал 110—195 *м* (см. рис. 10), где прослеживаются все переходы от практически свежего гранита (обр. 424, 440) до полностью калишпатизированного (обр. 430, 433, 439). При этом калишпатизация особенно интенсивна возле многочисленных мелких кварцевых и карбонатных с молибденитом и пиритом прожилков, вследствие чего единой четкой схемы зональности не наблюдается.

Внешняя зона изменения характеризуется слабой карбонатизацией и хлоритизацией. По характеру минеральных замещений и составу она вполне аналогична внешней зоне предыдущего разреза. Однако в отличие от последней здесь наблюдается отчетливое замещение роговой обманки биотитом, особенно усиливающееся в направлении промежуточной зоны (обр. 436). Устойчивая ассоциация внешней зоны: Пл, Ор, Би, Кв, Кар, Хл, Лк. Химический состав ее отвечает формуле ($d_v = 2{,}64$):

$$Si_{178}\,Ti_{1}\,Al_{44}\,Fe^{\cdots}_{3}\,Fe^{\cdot\cdot}_{4}\,Mn_{0,1}\,Mg_{3}\,Ca_{5}\,Na_{18}\,K_{15}\,(OH+CO_2)_{47-10}.$$

Для промежуточной зоны характерно увеличение количества калиевого полевого шпата и появление красновато-бурого флогопита. При этом сфен замещается рутилом, магнетит пиритом. Устойчивая ассоциация: Пл, Ор, Фл, Кв, Ру, Пт. Равнообъемная формула ($d_v = 2{,}60$):

$$Si_{177}\,Ti_{0,7}\,Al_{42}\,Fe^{'''}_{4}\,Fe^{''}_{4}Mn_{0}\,Mg_{3}\,Ca_{4}\,Na_{23}\,K_{15}\,(OH + CO_2)_{41-8}.$$

Внутренняя зона—зона калишпатизации—особенно отчетливо проявляется вблизи рудных прожилков и характеризуется устойчивостью следующих минералов: Ор, Кв, Фл, Ру, Пт. Ее состав отвечает формуле ($d_v = 2{,}6$):

$$Si_{183}\,Ti_{0,8}\,Al_{46}\,Fe^{'''}_{1}\,Fe^{''}_{3}\,Mn_{0,1}\,Mg_{2}\,Ca_{2}\,Na_{2}\,K_{27}\,(OH + CO_2)_{36-7}.$$

Типовая колонка околорудных пород Жирекена. Наблюдения по скважинам колонкового бурения (скв. 2,8), а также по подземным горным выработкам и на поверхности месторождения показывают, что преобладающим типом околорудного изменения является ортоклазовое замещение, весьма сходное с таковым штокверковых зон Аманан-Макита. Вследствие этого и типовая колонка Жирекена имеет много общих черт с колонкой II участка Аманан-Макита.

0. Зона неизмененных пород сложена амфиболо-биотитовыми и биотитовыми гранитами, обычными для массивов амананского комплекса Забайкалья. Возле рудной залежи признаки гидротермального метаморфизма прослеживаются в них даже на расстоянии в несколько сот метров (см. рис. 10). Однако в пределах этой полосы имеются и участки пород, почти совершенно не затронутых изменениями. Поэтому как в скв. 2, так и в скв. 8 наблюдаются неизмененные или в минимальной степени гидротермально измененные крупнозернистые амфиболо-биотитовые и биотитовые мелкозернистые граниты, а также гранит-порфиры и диоритовые порфириты. Амфиболо-биотитовые граниты характеризуются обычным для амананского комплекса составом, для них характерна ассоциация: Пл, Ор, Кв, Би, Амф, Сф, Мт. Равнообъемная формула:

$$Si_{180}\,Ti_{1}\,Al_{46}\,Fe^{'''}_{4}\,Fe^{''}_{5}\,Mn_{0,1}\,Mg_{3}\,Ca_{8}\,Na_{23}\,K_{14}\,(OH)_{14}\,S_2\,P_{0,4}\,O_{457}.$$

Мелкозернистые биотитовые граниты содержат очень мало или совсем не содержат амфибола и имеют более кислый состав.

I. Внешняя зона — зона слабой карбонатизации и хлоритизации роговой обманки и отчасти плагиоклаза, а также частичной лейкоксенизации сфена наблюдается повсеместно в разрезах измененных пород и особенно на флангах рудного тела. В то же время в центральной его части внешняя зона измененных пород характеризуется появлением новообразованного биотита. Магнетит в этой зоне устойчив. Состав зо-

ны слабой хлоритизации: Пл, Ор, Кв, Би. Мт, Хл, Кар, Лк. Равнообъемная формула ($d_v = 2{,}64$):

$$Si_{176}\,Ti_1\,Al_{46}\,Fe^{\cdots}_3\,Fe^{\cdot\cdot}_6\,Mn_{0,1}\,Mg_3Ca_{10}Na_{22}K_{14}(OH+CO_2)_{19-4}\,P_{0,4}.$$

Сходный состав имеет и зона биотитизации, однако в ней несколько меняется соотношение Na и K в пользу последнего, а также возрастает роль окисного железа. Устойчива ассоциация: Пл, Кв, Ор, Би, Мт, Лк. Равнообъемная формула ($d_v = 2{,}46$):

$$Si_{178}\,Ti_1\,Al_{44}\,Fe^{\cdots}_3\,Fe^{\cdot\cdot}_4\,Mn_{0,1}\,Mg_3\,Ca_5\,Na_{18}\,K_{15}\,(OH+CO_2)_{47-10}\,P_{0,3}.$$

II. Зона флогопитизации преобладает около центральных частей рудного тела, в то время как на флангах рудной залежи, наряду с флогопитизацией, заметную роль играет гидрослюдизация. В ходе флогопитизации происходит осветление биотита, выделение в пределах его кристаллов и в ближайшем окружении гидроокислов железа, изменение цвета плеохроизма с буровато-зеленоватого на красновато-коричневый. При этом наблюдается лейкоксенизация сфена, гидрослюдизация и карбонатизация плагиоклаза, а также замещение магнетита пиритом. В центральных частях рудной зоны наблюдается замещение плагиоклаза ортоклазом. Устойчивая минеральная ассоциация зоны: Аб, Ор, Кв, Фл, Пт, Гс, Лк. Равнообъемная формула флогопитизированной породы ($d_v = 2{,}60$):

$$Si_{177}\,Ti_{0,7}\,Al_{42}\,Fe^{\cdots}_4\,Fe^{\cdot\cdot}_4\,Mn_{0,02}\,Mg_3\,Ca_4\,Na_{23}\,K_{15}\,(OH+CO_2)_{41-8}.$$

Равнообъемная формула породы из зоны гидрослюдизации ($d_v = 2{,}55$):

$$Si_{157}\,Ti_1\,Al_{41}\,Fe^{\cdots}_1\,Fe^{\cdot\cdot}_6\,Mn_{0,2}\,Mg_4\,Ca_{10}\,Na_5\,K_{14}\,(OH+CO_2)_{114-23}.$$

III. Зона ортоклазизации представляет собой рудовмещающую породу, для которой характерно интенсивное замещение плагиоклаза ортоклазом, наличие пирита и молибденита. Она не прослеживается непрерывно вдоль рудного тела, а представляет собой серию линз, взаимопересекающихся прожилков или достаточно обособленных линз, залегающих среди флогопитизированных гранитов. В отдельных участках наряду с калишпатизацией наблюдается окварцевание пород, которое иногда играет даже ведущую роль. Около центральных частей рудной залежи интенсивность переработки выше— ортоклазом замещается как плагиоклаз, так и флогопит, а в участках выклинивания флогопит сохраняет устойчивость. В псевдоморфозах по сфену развивается агрегат кристаллов ру-

тила; магнетит замещен пиритом, но количество пирита заметно уступает количеству магнетита первичной породы. На выклинивании рудной залежи в зоне ортоклазизации повсеместно сохраняется реликтовый альбит.

Состав зоны ортоклазизации в центральной части залежи: Ор, Кв, Пт, Ру. Равнообъемная формула:

$$Si_{183}\,Ti_{0,8}\,Al_{46}\,Fe^{\cdots}_{1}\,Fe^{\cdot\cdot}_{5}\,Mn_{0,1}\,Mg_{2}\,Ca_{2}\,Na_{2}\,K_{27}\,(OH + C\,O_2)_{40-7}.$$

Во фланговой части залежи наблюдается иная минеральная ассоциация: (Аб), Ор, Кв, Фл, Пт, Ру.

Закономерности изменения химического состава. Приведенные равнообъемные формулы, а также таблицы химических анализов и результаты документации скважин свидетельствуют о том, что в ходе формирования калишпатизированных пород Жирекена происходит привнос K, Si, отчасти OH и CO_2 (во внешнюю и промежуточные зоны), а также вынос железа, магния, кальция и натрия.

Переход O→I характеризуется фазовыми превращениями:

$$\text{Амф} \prec \begin{matrix}\text{Би}\\ \text{Кар}\end{matrix};\quad \text{Сф} \prec \begin{matrix}\text{Лейк}\\ \text{Кар}\end{matrix};\quad \text{Пл} \prec \begin{matrix}\text{Аб}\\ \text{Кар}\end{matrix}.$$

Изменения в химическом составе незначительны ($\Delta d_v = 0{,}03$):

$$Si_{-4}\,Ti_{0}\,Al_{0}\,Fe^{\cdots}_{1}\,Fe^{\cdot\cdot}_{+1}\,Mn_{0}\,Mg_{0}\,Ca_{+2}\,Na_{-1}\,K_{0}\,(OH+CO_2)_{+6-3}.$$

Переход I→II состоит в следующих фазовых замещениях:

$$\text{Би} \prec \begin{matrix}\text{Фл}\\ \text{Гт} + \text{Пт}\end{matrix};\quad \text{Пл} \prec \begin{matrix}\text{Аб}\\ \text{Кар}\end{matrix};$$

($\Delta d_v = 0{,}04$); химический состав изменяется более заметно:

$$Si_{-1}\,Ti_{0}\,Al_{-2}\,Fe^{\cdots}_{+1}\,Fe^{\cdot\cdot}_{0}\,Mn_{0}\,Mg_{0}\,Ca_{-1}\,Na_{+5}\,K_{0}\,(OH+CO_2)_{-6-2}.$$

Переход II→III сопряжен с реакциями замещения: Фл→Ор; Аб→Ор. При этом происходит заметное преобразование химического состава породы ($\Delta d_v = 0{,}00$):

$$Si_{+6}\,Ti_{0}\,Al_{+4}\,Fe^{\cdots}_{-3}\,Fe^{\cdot\cdot}_{+1}\,Mn_{0}\,Mg_{-1}\,Ca_{-2}\,Na_{-21}\,K_{+12}(OH+CO_2)_{-1}.$$

Таким образом, типовая колонка штокверковых месторождений, как это следует из рассмотренного примера Жирекена и II участка Аманан-Макита, характеризуется не только общностью строения и последовательности смены минеральных ассоциаций, но и деталями минералогии и химического состава пород.

В качестве важнейшего минералогического критерия корреляции выступает повсеместное распространение флогопити-

зированного биотита, плеохроирующего в характерных красновато-коричневых тонах. Этот признак, легко устанавливаемый даже при беглом микроскопическом изучении, как показывают наблюдения по другим месторождениям, свойствен лишь штокверковому оруденению.

Тип Давенды

Давендинский рудный узел является одним из наиболее полно и всесторонне изученных; геологическое строение, вопросы магматизма, структурные особенности рудного узла, а также последовательность формирования и состав руд в той или иной степени освещены в ряде опубликованных работ многих исследователей [Смирнов, 1944; Дружинин, 1960; Бородаевская, 1956, 1958; Тихомиров и др., 1964, и др.].

В пределах рудного узла сосредоточено свыше десятка месторождений и рудопроявлений молибдена и золота (Давендинское, Ключевское, Костромихинское, Алексеевское, Кудечинское и др.). Наиболее типичным, хотя и наиболее сложным, является Давендинское месторождение, для которого детальные исследования структур рудного поля и особенностей минерализации выполнены А. В. Дружининым [1958, 1960, 1963]. Вопросы околорудного изменения боковых пород рассматривались в работах В. Н. Рехарского [1966], А. Ф. Коржинского [1967], В. И. Данилевского, Г. В. Александрова [1966].

В период с 1955 г. по 1962 г. на месторождении велись работы коллективом геологов ВСЕГЕИ — Г. В. Александровым, В. И. Данилевским, Е. И. Пановым и др. под руководством и при участии автора. С учетом и в значительной мере с использованием данных этих авторов и составлено приведенное ниже описание, которое дается в сжатой, а местами в тезисной форме со ссылками на работы указанных исследователей.

Давендинское месторождение представлено серией крутопадающих протяженных кварцевых жил обычно северо-восточного простирания, залегающих в пределах сложнопостроенного рудного поля, преимущественно среди палеозойских гранитоидов на площади свыше 20 км^2. Давендинское месторождение расположено вблизи одноименного массива мезозойских гранитоидов амананского комплекса [Тихомиров и др., 1964; Казицын и др., 1967]. Площадь выхода Давендинского массива на дневную поверхность составляет около 100 *км*^{2}. Он вытянут в северо-восточном направлении, имеет отчетливо трещинный характер с прямолинейными контактами и лишь в восточной части осложнен раздувом и выступом. Интрузив внедрен вдоль ослабленной зоны, проходящей по

контакту древних гнейсов—кристаллических сланцев с палеозойскими гранитами олекминского комплекса. В восточной части массива южный и северный контакты испытывают резкие перегибы. К участкам таких перегибов и приурочены на севере Давендинское месторождение, а на юге Ключевское.

ВМЕЩАЮЩИЕ ПОРОДЫ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

На территории Давендинского месторождения преобладающим распространением пользуются палеозойские граниты олекминского комплекса [Данилевский, Александров, 1966, Казицын и др., 1967], содержащие многочисленные, порой достаточно крупные, ксенолиты древних гнейсов, габбро и диоритов. Эти породы прорваны малыми телами и многочисленными дайками пород позднемезозойского возраста (амуджиканский комплекс). В южной части рудного поля распространены амфиболо-биотитовые граниты амананского комплекса , по составу, строению и характеру акцессорных минералов сходные с гранитами Амананского массива.

Рудные жилы месторождения залегают преимущественно в биотитовых среднезернистых и порфировидных олекминских гранитах и лишь иногда пересекают ксенолиты древних габброидов, а также дайки лампрофиров, диоритовых порфиритов и других пород.

Биотитовые граниты сложены плагиоклазом (№ 12—20) 40—50%, микроклином 15—20%, кварцем 20—30%, биотитом 3—10%, а также акцессорными минералами — магнетитом, сфеном, апатитом и цирконом — 1%.

В биотитовых гранитах широко распространены продукты процессов калиевого метасоматизма, имеющие нередко площадный характер. Связаны ли эти процессы с автометасоматическими явлениями самих олекминских гранитов или они обусловлены метаморфическим воздействием со стороны амананских гранитоидов, для которых калиевый автометасоматизм, как указано выше, весьма характерен, сказать трудно. Не исключена возможность совмещения тех и других процессов.

СТРОЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ И ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ РУДНОГО ПРОЦЕССА

Строение рудного поля Давендинского месторождения определяется наличием большого числа разновидностей вмещающих пород, а также чрезвычайно обильных даек лампрофиров, обычно имеющих, как и жилы, северо-восточное простирание, но отличающихся меньшей протяженностью. Северной, западной и южной границами рудного поля являются соответственно Ивачевский, Большекудечинский и Не-

видимкинский разломы. Положение рудного поля в виде изолированного блока, испытывавшего в различные периоды своего развития разнонаправленные тектонические воздействия, а также обилие различных по механическим свойствам пород, определило исключительную сложность его строения. Выделяется четыре этапа в формировании структур рудного поля: додайковый, дорудный, внутрирудный, пострудный [Дружинин, 1960]. Необходимо отметить два обстоятельства: а) рудные жилы преимущественно локализуются в весьма протяженных сколовых трещинах северо-восточного направления; б) наличие интенсивных „внутрирудных" тектонических движений, осложняющих строение рудных тел и обусловливающих локализацию продуктов поздних стадий рудного процесса в северо-западных структурах. Первое обстоятельство облегчает изучение вертикальной и горизонтальной зональности околорудных пород, а второе позволяет „отделить" продукты гидротермальной деятельности поздних стадий.

Согласно данным А. В. Дружинина [1960], В. И. Данилевского и Г. В. Александрова [1966], рудоотложение и сопутствующие ему околорудные метасоматические преобразования являются лишь звеньями длительного и сложного гидротермального процесса. Наряду с явно дорудными и оторванными от рудообразования явлениями калишпатизации В. И. Данилевским выделяется дорудная пропилитизация, контролирующаяся в основном теми же структурами, что и дайки месторождения, и затрагивающая как граниты, так и породы даек.

Рудный процесс подразделяется на несколько этапов: 1) первый кварц-сульфидный (кварц-молибденитовая и кварц-шеелит-висмутиновая стадии); 2) кварц-турмалиновый с золотом; 3) второй кварц-сульфидный (пирит-арсенопиритовая и галенит-сфалеритовая стадии); 4) карбонат-халцедоновый.

Каждый из этих этапов сопровождается определенным комплексом гидротермальных изменений: адуляризацией и серицитизацией, турмалинизацией и альбитизацией, гидрослюдизацией и аргиллизацией. В пределах рудного поля месторождения известно около двух десятков жил, причем наиболее крупные из них (6/12, 2, 8/9) прослеживаются на расстояние свыше 1 *км*.

Состав руд Давендинского месторождения достаточно прост: молибденит, пирит, арсенопирит, шеелит, висмутин, реже галенит, сфалерит, халькопирит, айкинит, золото, блеклые руды, магнетит, киноварь. В составе жильного выполнения доминирует кварц и лишь изредка встречается турмалин и карбонаты. В распределении минеральных ассоциаций намечается следующая зональность: на центральном участке преобладают руды кварц-молибденитового состава, на северном —

кварц-молибденитовые руды с висмутовыми минералами, на южном преобладают кварц-молибденитовые руды с полиметаллами.

Метасоматические изменения пород. Согласно имеющимся данным [Данилевский, Александров, 1966], рудные жилы с разнотипной минерализацией сопровождаются различными изменениями боковых пород. Так, возле жил с минерализацией кварц-молибденитовой и кварц-шеелит-висмутиновой стадий наблюдается преимущественно калишпатизация (ортоклазизация), серицитизация и отчасти гидрослюдизация. Для боковых пород жил с минерализацией кварц-турмалинового с золотом этапа характерна турмалинизация, альбитизация и отчасти серицитизация. Около жил с минерализацией пирит-арсенопиритовой и галенит-сфалеритовой стадий присутствует серицитизация и гидрослюдизация. Наконец, в связи с карбонат-халцедоновым этапом установлена аргиллизация.

Наибольшим распространением пользуются околорудные изменения первого типа, что соответствует интенсивности проявления указанных этапов рудного процесса. Поэтому автор останавливается преимущественно на характеристике изменений, отвечающих именно кварц-молибденитовой и кварц-шеелит-висмутиновой стадиям, поскольку метасоматоз кварц-турмалиново-золотого этапа будет рассмотрен на примере граничащего с Давендой Ключевского месторождения, а гидрослюдизация и аргиллизация, тождественные аналогичным процессам на молибденово-полиметаллических и сурьмяно-ртутных месторождениях, подробно будут описаны на примере соответствующих типовых месторождений.

Типовая колонка околорудных кварц-молибденитовых жил Давенды. Многоэтапность оруденения, свойственная Давендинскому месторождению, создает известные затруднения для изучения околорудных процессов, сопровождающих рудоотложения каждого отдельно взятого этапа. Тем не менее наблюдения по многочисленным разрезам скважин колонкового бурения по жилам 6/12, 2 и др. позволяют обнаружить участки, где на кварц-молибденитовые жилы не наложилось более поздних процессов и где метасоматическая колонка может наблюдаться во всей ее полноте.

Одним из характерных разрезов околорудных пород кварц-молибденитовых жил Давенды является разрез по скв. 133 (рис. 11), задокументированный Г. В. Александровым и уже частично описанный ранее [Данилевский, Александров, 1966]. Зональность измененных пород в этом случае имеет следующий вид.

0. Неизмененная порода представлена биотитовым гранитом, слабо затронутым региональной эпидотизацией. Порода сложена плагиоклазом (№ 16—25) 40—45%, калиевым полевым

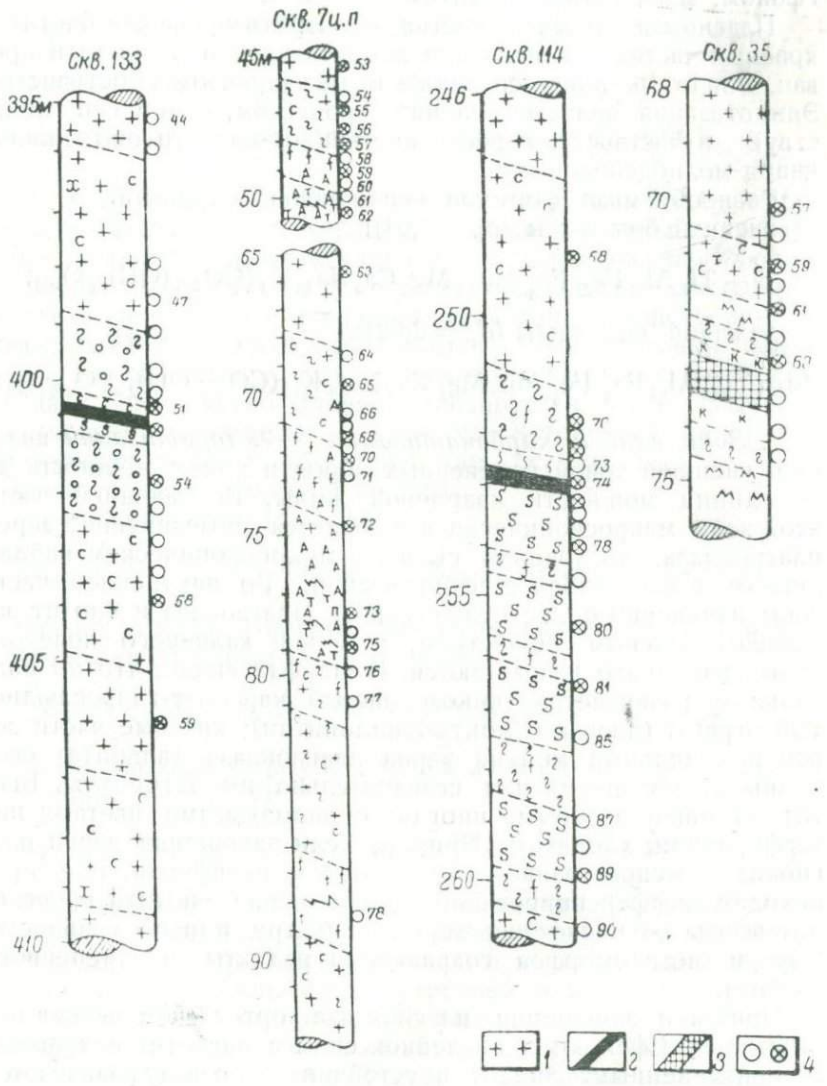


Рис. 11. Детальные разрезы по скважинам месторождения Давенда.

1—биотитовый гранит; *2*—кварцево молибденитовые жилы с изменениями около них в виде слабой карбонатизации (*c*), хлоритизации (*x*), гидрослюдизации (*z*), ортоклазизации (*f*), серицитизации (*s*), альбитизации (*A*); *3*—халцедоно-кварцевые жилки с каолинизацией (*к*), монтмориллонитизацией (*м*) и слабой карбонатизацией около них; 4—место взятия пробы.

шпатом (микроклин) 20—24%, кварцем 27—31%, биотитом (Nm=1,634) 5—7% и акцессорными минералами: эпидотом, сфеном, магнетитом, апатитом — 1—3%.

Плагиоклаз обычно слегка соссюритизирован, а биотит в краевых частях зерен иногда хлоритизирован и эпидотизирован. Эпидот развивается также в межзерновом пространстве. Эпидотизация является ранним процессом, о чем свидетельствует, в частности, пересечение эпидот-магнетитовых жилок кварц-молибденитовыми.

Равнообъемная формула неизмененного гранита:

висячий бок жилы ($d_v = 2{,}64$):

$$Si_{175}\,Ti_1\,Al_{53}\,Fe^{\cdots}_2\,Fe^{\cdot\cdot}_6\,Mn_{0,1}\,Mg_3\,Ca_9\,Na_{26}\,K_9\,(CO_2)_1\,(OH)_{13}\,O_{465};$$

лежачий бок жилы ($d_v = 2{,}62$):

$$Si_{191}\,Ti_{0,6}\,Al_{44}\,Fe^{\cdots}_1\,Fe^{\cdot\cdot}_5\,Mn_0\,Mg_1\,Ca_5\,Na_{19}\,K_{12}\,(CO_2+OH)_{2-9}\,O_{376-369}.$$

1. Зона слабой карбонатизации — хлоритизации является внешней зоной измененных пород и имеет мощность до 30 единиц мощности кварцевой жилы. Во внешней части этой зоны макроскопически наблюдается „позеленение" зерен плагиоклаза, состоящее, судя по микроскопическим наблюдениям, в его слабой соссюритизации. Во внутренней части зоны изменения более существенны. Плагиоклаз и биотит замещены зеленым веществом, а зерна калиевого полевого шпата как будто разрастаются. В шлифах видно, что по плагиоклазу развивается тонкозернистый карбонат-гидрослюдистый агрегат (иногда с монтмориллонитом); краевые части зерен и отдельные мелкие зерна плагиоклаза (альбита) свободны от замещения или незначительно им затронуты. Биотит замещен зеленым, иногда с аномальными цветами интерференции, хлоритом. Причем, если замещение зерен плагиоклаза распространяется от центра к периферии, т. е. происходит дифференцированно, то замещение биотита происходит всегда от периферии зерен к центру или по спайности. Внутри псевдоморфоз сохраняются реликты неизмененного биотита.

Признаки замещения плагиоклаза ортоклазом весьма неотчетливы. Сфен замещен лейкоксеном а магнетит сохраняется неизмененным. Эпидот неустойчив — по нему развивается карбонат, а иногда как будто и хлорит.

Внешняя зона прослеживается непрерывно вдоль жил и существенно не изменяет своего состава и строения по их падению и простиранию. В то же время относительная мощность ее возрастает к выклиниванию жил. Устойчивая минеральная ассоциация зоны: Аб, Ор, Кв, Хл, Кар, Мт, Лк, (Мон?).

Равнообъемная формула породы следующая:
висячий бок жилы 6/12 скв. 133 ($d_v = 2{,}62$):

$$Si_{184}\,Ti_{0,7}\,Al_{45}\,Fe^{'''}_{1}\,Fe^{''}_{5}\,Mn_0\,Mg_1\,Ca_5\,Na_{23}\,K_{12}\,(OH)_{20}\,(CO_2)_4\,O_{461};$$

лежачий бок той же жилы ($d_v = 2{,}60$):

$$Si_{187}\,Ti_{0,6}\,Al_{43}\,Fe^{'''}_{1}\,Fe^{''}_{5}\,Mn_0\,Mg_1\,Ca_5\,Na_{16}\,K_{14}\,(OH+CO_2)_{35-7}.$$

II. Зона гидрослюдизации и ортоклазизации имеет мощность, в 10—12 раз превышающую мощность жилы, и характеризуется исчезновением хлорита, замещаемого гидрослюдой и карбонатом. Плагиоклаз претерпевает дальнейшее замещение: наряду с гидрослюдой и карбонатом, которые свойственны и предыдущей зоне, здесь наблюдаются явные признаки замещения его ортоклазом. Альбит при этом часто сохраняется, а иногда и более четко индивидуализируется. Сфен замещен лейкоксеном, и магнетит — пиритом. Устойчивая минеральная ассоциация зоны: Аб ,Ор, Кв, Кар, Гс, Пт, Лк.

Равнообъемная формула породы:
висячий бок жилы ($d_v = 2{,}60$):

$$Si_{188}\,Ti_1\,Al_{42}\,Fe^{'''}_{0,3}\,Fe^{''}_{4}\,Mn_0Mg_2\,Ca_4\,Na_{17}\,K_{15}\,(OH)_{15}\,(CO_2)_6\,O_{461}.$$

Равнообъемная формула породы соседней пробы в 0,5 *м* от предыдущей ближе к жиле ($d_v = 2{,}57$):

$$Si_{190}\,Ti_{0,6}\,Al_{41}\,Fe^{'''}_{0,2}\,Fe^{''}_{3}\,Mn_0\,Mg_2\,Ca_3\,K_{13}\,(OH+CO_2)_{47-10}.$$

Равнообъемная формула породы из этой зоны в лежачем боку жилы ($d_v = 2{,}59$):

$$Si_{189}\,Ti_{0,5}\,Al_{44}\,Fe^{'''}_{1}\,Fe^{''}_{3}\,Mn_0\,Mg_1\,Ca_5\,Na_{20}\,K_{12}\,(OH+CO_2)_{47-9}.$$

Зона гидрослюдизации и ортоклазизации распространена около жил повсеместно. На выклинивании их она нередко непосредственно примыкает к жиле, а в центральных частях жил отделена от жилы еще внутренней зоной серицитизации, а иногда и зоной сплошной адуляризации.

III. Зона серицитизации имеет мощность, обычно соизмеримую с мощностью жилы. Так, в рассматриваемом типовом разрезе ее мощность, как и жилы, равна 10 *см*. Характерной особенностью этой зоны является замещение всего биотита и плагиоклаза агрегатом крупночешуйчатого серицита с переменным количеством карбоната. Ортоклаз либо свободен от замещения, либо частично серицитизирован. Псевдоморфозы по биотиту неотчетливые, благодаря сохранению контуров псевдоморфоз по плагиоклазу. В псевдоморфозах по сфену

заметно агрегатное строение за счет кристаллизации рутила. Магнетит замещен пиритом. Устойчивая минеральная ассоциация зоны: Ор, Сер, Кв, Пт, Ру, (Кар). Равнообъемная формула породы из висячего бока жилы ($d_v = 2{,}49$):

$$Si_{184}\,Ti_{0,5}\,Al_{40}\,Fe^{\cdots}_{0,2}\,Fe^{\cdot\cdot}_{3}\,Mn_0\,Mg_2\,Ca_5\,Na_2\,K_{10}\,(OH\,CO_2)_{16-77}.$$

Из сопоставления равнообъемных формул следует, что в измененных породах висячего бока жил наблюдается направленное увеличение содержания кремния, калия, а также углекислоты и гидроксильной группы от внешних зон к внутренним. Одновременно выносятся: натрий, железо (особенно трехвалентное), магний, алюминий. Сходные в целом изменения числа атомов в единице объема имеют место и в лежачем боку, однако в этом случае содержание кремния во внешней зоне и неизмененной породе более высокое, чем во внутренней. Свидетельствует ли это о различии поведения кремния в измененных породах висячего и лежачего боков — сказать трудно, так как в данном случае жила располагается в зоне перехода от лейкократовых гранитов к гранитам повышенной основности.

Анализируя последовательность привноса — выноса компонентов, можно заметить, что вынос, как и привнос, происходит относительно плавно и лишь для натрия характерен резкий скачок при переходе к зоне серицитизации, где он выносится почти полностью. Поэтому судить о подвижности компонентов по интенсивности их перемещения при переходе от зоны к зоне затруднительно. Так, например, кальций становится подвижным уже при переходе $0 \rightarrow 1$, и это как будто подтверждается анализами пород висячего бока, но в анализах проб из лежачего бока содержание кальция в зонах 0 и I остается почти равным, хотя и здесь он испытывает перемещение. Следовательно, для суждения о последовательности перехода компонентов в подвижное состояние в каждом конкретном случае необходимо руководствоваться сменой устойчивых минеральных ассоциаций. Анализ этих ассоциаций позволяет наметить идеализированную схему метасоматической зональности (табл. 17).

Типовая колонка околорудных пород кварц-турмалиновых жил Давенды. Хотя турмалинизация как процесс, отчетливо наложенный на кварц-молибденитовые жилы Давенды, распространена очень широко, тем не менее трудно найти участки жил, где околорудные изменения кварц-турмалинового этапа не затушеваны изменениями ранних или поздних этапов. Лишь в пределах южного участка месторождения, в районе перехода от Давендинского к Ключевскому рудному полю, найдены такие жилы (скв. 7 ЦП).

Таблица 17

Идеализированная схема метасоматической колонки околорудных пород кварц-молибденитовых жил Давенды

Фазы и компоненты	Зоны				
	0—неизмененный гранит	I—карбонатизация—хлоритизация	II—гидрослюдизация—ортоклазизация	III—серицитизация	IV—адуляризация
Минеральный парагенезис	Плагиоклаз Биотит Микроклин Кварц Магнетит Сфен Эпидот	Альбит Хлорит Микроклин (ортоклаз) Кварц Магнетит Лейкоксен Карбонат	Альбит Гидрослюда Ортоклаз Кварц Пирит Лейкоксен Карбонат	— Серицит Ортоклаз Кварц Пирит Рутил —	— — Адуляр Кварц Пирит Рутил —
Инертные и избыточные компоненты	Ti, Al, Si, K, Na, Mg, $Fe^{''}$, $Fe^{'''}$, Ca	Ti, Al, Si, K, Na, Mg, $Fe^{''}$	Ti, Al, Si, K, Na, S	Ti, Al, Si, K, S	Ti, Al, Si, K, S

Подробное описание зональности измененных пород в связи с кварц-турмалиновыми жилами будет осуществлено при характеристике Ключевского месторождения. Здесь же оно приводится в общих чертах, чтобы при изучении измененных пород кварц-молибденитовых жил можно было бы учитывать наложенные процессы (разрез 7ЦП—а).

0. Амананский гранодиорит: Пл, Ор, Кв, Би, Амф, Сф, Мт. Равнообъемная формула ($d_v = 2{,}68$):

$$Si_{166}\,Ti_1\,Al_{56}\,Fe^{'''}_6\,Fe^{''}_5\,Mn_{0,2}\,Mg_5\,Ca_{11}\,Na_{31}\,K_9\,(OH)_3\,(CO_2)_0\,O_{455}.$$

I. Зона слабой карбонатизации — гидратации: Аб, Ор, Кв, Би, Гем, Кар, Гс, Лк. Равнообъемная формула ($d_v = 2{,}67$):

$$Si_{164}\,Ti_1\,Al_{45}\,Fe^{'''}_3\,Fe^{''}_6\,Mn_{0,2}\,Mg_5\,Ca_{17}\,Na_{43}\,K_4\,(OH)_{11}\,(CO_2)_{17}\,O_{444}.$$

II. Зона ортоклазизации и слабой серицитизации: Ор + + Ад, (Аб), Кв, Пт, Гс, Кар, Ру. Равнообъемная формула ($d_v = 2{,}60$):

$$Si_{145}\,Ti_1\,Al_{57}\,Fe^{'''}_4\,Fe^{''}_4\,Mn_{0,1}\,Mg_3\,Ca_{10}\,Na_{13}\,K_{32}\,(OH)_7\,(CO_2)_{10}\,O_{407}.$$

III. Зона альбитизации — турмалинизации: Кв, Аб, Ту, Пт, Ру. Равнообъемная формула ($d_v = 2{,}59$):

$$Si_{162}\,Ti_1\,Al_{55}\,Fe^{'''}_1\,Fe^{''}_3\,Mn_0\,Mg_5\,Ca_6\,Na_{49}\,K_1\,(OH)_{0,3}\,(CO_2)_{10}\,S_2O_{469}.$$

Типовая колонка серицитизированных гранитов. Пирит-арсенопиритовая и галенит-сфалеритовая стадии наиболее полно проявились в южной части месторождения (жила № 11), где этот тип гидротермального процесса наблюдается в условиях отсутствия или минимального значения осложняющих факторов. Преобладающим процессом этого типа околорудного изменения является серицитизация, которая может быть рассмотрена на примере разреза скв. 114.

0. Неизмененная порода — олекминский гранит: Пл, Ми, Кв, Би, Мт, Сф. Равнообъемная формула породы ($d_v = 2{,}64$):

$$Si_{182}\,Ti_{0,7}\,Al_{49}\,Fe^{\cdot\cdot\cdot}_{2}\,Fe^{\cdot\cdot}_{4}\,Mn_{0}\,Mg_{4}\,Ca_{7}\,Na_{20}\,K_{13}\,(OH+CO_2)_{20-4}.$$

I. Зона хлоритизации — карбонатизации имеет мощность свыше 10 единиц мощности жилы. Так, около жилы мощностью 0,15 *м* даже на расстоянии 3,5 *м* от нее в гранитах еще сохраняются признаки хлоритизации. Минеральные преобразования в зоне сводятся к замещению биотита зеленым хлоритом с освобождением железа и выделением его в виде сыпи магнетита, к лейкоксенизации сфена и частичному замещению плагиоклаза. По плагиоклазу развивается агрегат карбоната, небольшое количество хлорита и, вероятно, монтмориллонита, причем замещение плагиоклаза происходит преимущественно вдоль трещин отдельности и спайности. Состав зоны определяется следующей минеральной ассоциацией и равнообъемной формулой: Аб, Ми, Кв, Хл, Мт, Лк, Кар ($d_v = 2{,}64$):

$$Si_{177}\,Ti_{1}\,Al_{50}\,Fe^{\cdot\cdot\cdot}_{2}\,Fe^{\cdot\cdot}_{5}\,Mn_{0,1}\,Mg_{3}\,Ca_{7}\,Na_{18}\,K_{13}\,(OH+CO_2)_{37-8}\,.$$

II. Зона гидрослюдизации является переходной зоной и характеризуется полным замещением плагиоклаза агрегатом гидрослюды при сохранении хлорита и имеет мощность около 3 единиц мощности жилы. В ее внешней части в псевдоморфозах по плагиоклазу сохраняются реликты альбита и присутствует карбонат, а во внутренней части реликты альбита и карбоната отсутствуют. Во внешней части зоны сосуществуют гематитизированный магнетит и пирит, а во внутренней — только пирит.

Состав зоны (внешняя часть): (Аб), Ор, Кв, Хл, Мт + Пт, Кар, Гс, Лк. Равнообъемная формула ($d_v = 2{,}57$):

$$Si_{163}\,Ti_{1}\,Al_{51}\,Fe^{\cdot\cdot\cdot}_{1}\,Fe^{\cdot\cdot}_{5}\,Mn_{0,1}\,Mg_{3}\,Ca_{8}\,Na_{11}\,K_{12}\,(OH+CO_2)_{80-16}\,S_2;$$

внутренняя часть: Ор, Кв, Хл, Пт, Гс, (Кар), Лк. Равнообъемная формула ($d_v = 2{,}78$):

$$Si_{179}\,Ti_{1}\,Al_{56}\,Fe^{\cdot\cdot\cdot}_{7}\,Fe^{\cdot\cdot}_{6}\,Mn_{0}\,Mg_{5}\,Ca_{3}\,Na_{0}\,K_{20}\,(OH+CO_2)_{74-16}\,S_9.$$

III. Зона сплошной серицитизации характеризуется замещением серицитом всех минералов, включая ортоклаз и хлорит. По мощности она соизмерима с жилой, к которой обычно примыкает. Порода сложена крупночешуйчатым агрегатом серицита, дающего отчетливые псевдоморфозы по полевым шпатам и биотиту. В последнем случае псевдоморфозы гомоосевые и чешуйки серицита достигают 0,5—1 *мм*. Состав породы: кварц 55%, серицит 38%, пирит 7%, незначительная примесь рутила, апатита, циркона. Равнообъемная формула ($d_v = 2{,}85$):

$$Si_{179}\,Ti_{0,9}\,Al_{62}\,Fe^{\cdots}_{13}\,Fe^{\cdot\cdot}_{2}\,Mn_0\,Mg_3\,Ca_1\,Na_0\,K_{20}\,(OH+CO_2)_{100-20}\,S_{18}.$$

Химизм формирования колонки определяется существенным выносом натрия и кальция, привносом гидроксила, отчасти железа и алюминия и относительным постоянством содержания других компонентов.

Типовая колонка серицитизированных диоритовых порфиритов. В общих чертах эта колонка сходна с рассмотренной выше для гранитов и отличается лишь количественными взаимоотношениями минералов.

0. Неизмененная порода сложена в основном диоритовым порфиритом. Ее состав: Амф, Би, Пл, Кв, Мт. Равнообъемная формула ($d_v = 2{,}78$):

$$Si_{150}\,Ti_2\,Al_{52}\,Fe^{\cdots}_{4}\,Fe^{\cdot\cdot}_{13}\,Mn_{0,5}\,Mg_{24}\,Ca_{22}\,Na_{21}\,K_5\,(OH)_{18}\,O_{414}.$$

0. Зона хлоритизации имеет мощность, лишь незначительно превышающую мощность сульфидной жилы, и характеризуется полным замещением амфибола и биотита зеленым хлоритом. Плагиоклаз устойчив, хотя элементы соссюритизации несомненны. Наряду с магнетитом в породе присутствует пирит {100}, причем оба минерала явно устойчивы. Количество кварца несколько возрастает. Состав породы: Пл, Хл, Кв, Мт, Пт. Равнообъемная формула ($d_v = 2{,}78$):

$$Si_{136}\,Ti_2\,Al_{51}\,Fe^{\cdots}_{5}\,Fe^{\cdot\cdot}_{17}\,Mn_{0,6}\,Mg_{20}\,Ca_{15}\,Na_9\,K_{10}\,(OH+CO_2)_{150-30}\,S_3.$$

II. Зона сплошной серицитизации имеет мощность, несколько превышающую мощность внешней зоны и характеризуется замещением всех минералов серицитом с кварцем, освобождающимся из плагиоклаза. Магнетит полностью замещен пиритом {100}. Кроме того, присутствуют редкие кристаллики полузамещенного серицитом минерала, сходного со сванбергитом Шахтамы. Состав породы: серицит 75%, кварц 15%, пирит 10%. Равнообъемная формула ($d_v = 2{,}99$):

$$Si_{178}\,Ti_2\,Al_{57}\,Fe^{\cdots}_{19}\,Fe^{\cdot\cdot}_{2}\,Mn_0\,Mg_4\,Ca_2\,Na_1\,K_{19}\,(OH)_{140}\,S_{40}\,O_{249}.$$

Сравнение типовых колонок серицитизации по гранитам и по диоритовым порфиритам свидетельствует о том, что во втором случае зональность имеет более простое строение, а относительная мощность ореола изменения в несколько раз меньше. Общие же закономерности химизма формирования колонки остаются прежними.

Типовая колонка аргиллизации около карбонатно-халцедоновых жил. Карбонатно-халцедоновые жилы, являясь наиболее поздними на месторождении, обычно не несут какого-либо оруденения за исключением убогой марказитовой и киноварной минерализации. В тех случаях, когда карбонатно-халцедоновые жилки залегают в относительном удалении от кварцево-молибденитовых жил, удается наблюдать около них полную колонку околожильных аргиллизированных пород. Примером такой колонки является разрез по скв. 35 в интервале 70—75 *м*.

0. Неизмененная порода представлена биотитовым олекминским гранитом, слегка эпидотизированным, иногда хлоритизированным. Состав породы: Пл, Ми, Кв, Би, Мт, Сф, Эп. Равнообъемная формула ($d_v = 2{,}66$):

$$Si_{177}\,Ti_1\,Al_{51}\,Fe^{\cdots}_2\,Fe^{\cdot\cdot}_6\,Mn_{0,1}\,Mg_3\,Ca_9\,Na_{22}\,K_{10}\,(OH+CO_2)_{2-11}\,O_{472-461}.$$

I. Зона слабой карбонатизации сложена породой зеленоватого цвета за счет частичного замещения плагиоклаза агрегатом карбоната (и небольшого количества монтмориллонита и каолинита). Биотит сохраняется, но приобретает зеленоватый цвет. Эпидот отсутствует, магнетит замещен гематитом, а сфен — лейкоксеном. Калиевый полевой шпат не имеет микроклиновой решетки. Порода имеет состав: Аб, Кпш, Кв, Би, Гм, Лк, Мон, Кар, (Као). Равнообъемная формула ($d_v = 2{,}59$):

$$Si_{171}\,Ti_{0,9}\,Al_{48}\,Fe^{\cdots}_2\,Fe^{\cdot\cdot}_5\,Mn_{0,1}\,Mg_3\,Ca_7\,Na_{10}\,K_{12}(OH+CO_2)_{79-16}\,O_{365-428}.$$

II. Зона монтмориллонитизации характеризуется полным замещением биотита гидрослюдой при сохранении альбитовой составляющей плагиоклаза, „нашпигованного" карбонатом и монтмориллонитом. Гематит и сфен не испытывают замещения. Состав породы: Аб, Кпш, Кв, (Гс), Мон, Кар, Гм, Лк. Равнообъемная формула ($d_v = 2{,}61$):

$$Si_{171}\,Ti_{0,9}\,Al_{47}\,Fe^{\cdots}_2\,Fe^{\cdot\cdot}_5\,Mn_{0,1}Mg_4Ca_7Na_{11}K_{14}(OH+CO_2)_{87-18}\,O_{359-428}.$$

III. Зона гидрослюдизации (обр. 62) отличается полным исчезновением альбитовой составляющей плагиоклаза. Псевдоморфозы по плагиоклазу и биотиту сложены агрегатом ан-

керита, гидрослюды и каолинита. Гомоосевые псевдоморфозы по биотиту отсутствуют. Гематит замещен пиритом кубического габитуса, в псевдоморфозах лейкоксена по сфену наблюдаются признаки раскристаллизации. Первичная структура затушевана. Устойчива минеральная ассоциация: Кпш, Кв, Гс, Као, Кар, Пт, Лк.

IV. Зона сплошной каолинизации характеризуется замещением всех алюмосиликатов породы, включая калиевый полевой шпат. Псевдоморфозы по плагиоклазу сложены мономинеральным агрегатом каолинита (иногда с включением анкерита).

В псевдоморфозах по биотиту наблюдаются гидрослюда, кварц, каолинит и лейкоксен — рутил. Псевдоморфозы по калиевому полевому шпату сложены относительно крупнозернистым (0,01—0,1 *мм*) агрегатом каолинита и кварца. Повсеместно распространен пирит, имеющий пентагондодекаэдрический, реже кубооктаэдрический габитус. Лейкоксен до конца не раскристаллизован. Устойчивая минеральная ассоциация зоны: Кв, Као, Кар, (Гс), Пт, Лк. Равнообъемная формула ($d_z = 2{,}49$):

$$Si_{163}\,Ti_{0,8}\,Al_{46}\,Fe^{\cdots}_{0,8}\,Fe^{\cdot\cdot}_{5}\,Mn_0\,Mg_6\,Ca_1\,Na_{0,8}\,K_{0,9}\,(OH+CO_2)_{157-32}\,.$$

Сопоставления равнообъемных формул пород различных зон свидетельствует о последовательном выносе (в ходе аргиллизации) щелочей и оснований. Аргиллизация на Давендинском месторождении очень часто наложена на околорудные породы кварц-молибденитовых жил, что необходимо иметь в виду при использовании последних в рудопоисковых целях.

Тип Ключевского

Ключевское месторождение расположено в пределах восточного фланга золото-молибденового рудного пояса Забайкалья. Для него характерны особенности многих штокверковых рудопроявлений кварцево-турмалиновой золотоносной формации. Близкое соседство Ключевского рудного поля с Давендинским (кварц-молибденитовый жильный тип), локализация оруденения в обособленных и лишь иногда общих структурах создают условия как для изучения закономерностей гидротермальной деятельности при формировании золотого и молибденового оруденения, так и для выяснения соотношений того и другого.

Несмотря на более чем тридцатилетнюю историю освоения Ключевского месторождения, оно остается еще недостаточно изученным. Некоторые вопросы минералогии и технологии руд освещены еще в работах довоенных лет [Станов, Негу-

рей, 1937]. Более обстоятельные исследования геологического строения, структур рудного поля, минералогии руд и их генезиса выполнены в пятидесятые годы [Франкская, 1956; Бородаевская, 1958; Петровская, Андреева, 1958]. Однако в этих работах важнейшие особенности гидротермального процесса и рудосопровождающего метасоматизма специально не рассматривались. Имеются лишь краткие указания о преимущественно метасоматической природе рудных образований и о широком распространении турмалинизации и серицитизации. Как будет показано ниже, серицитизация в общем мало характерна для околорудных пород, зато альбитизация, на которую ранее не обращалось внимания, является наиболее существенной особенностью метасоматической колонки Ключевского типа.

Ключевское месторождение представлено серией кварц-турмалиновых тел и вытянутых в северо-западном направлении линз, часто сопряженных друг с другом и обусловливающих штокверковый характер рудного поля.

Рудное поле месторождения расположено в приконтактовой части Давендинского массива амфиболово-биотитовых гранитоидов аманандского комплекса [Тихомиров и др., 1964; Казицын и др., 1967].

Давендинский массив имеет площадь выхода на дневную поверхность около 100 $км^2$. Он вытянут в северо-восточном направлении и залегает вдоль контакта древних гнейсов и кристаллических сланцев с палеозойскими гранитами олекминского комплекса. Интрузив имеет ярко выраженный трещинный характер, и лишь в восточной его части наблюдается раздув и выступ в северном направлении. Южный и северный контакты испытывают резкие перегибы. К участкам этих перегибов приурочены Ключевское месторождение на юге и Давендинское на севере.

Давендинский массив сложен диоритами (краевая часть массива), гранодиоритами, порфировидными, мелкозернистыми и аплитовидными гранитами. Эти породы прорваны малыми интрузиями амуджиканского комплекса, образующими пояс даек и штоков субширотного простирания. Малые интрузии представляют собой пеструю гамму пород, объединяющихся в несколько серий, становление которых происходило в последовательности от кислых к основным [Бородаевская, 1956; Казицын и др., 1967].

Основные особенности структуры рудного поля определяются положением его в пределах так называемой „Главной северо-восточной ослабленной зоны", контролирующей также размещение поздних фаз аманандского и ранних фаз амуджиканского комплексов.

Турмалино-кварцевые тела и жилы пересекают все разновидности пород рудного поля за исключением энстатитовых порфиритов. Вследствие этого все породы подвержены гидротермальным изменениям. Однако наиболее обычными вмещающими породами рудных тел являются крупнозернистые порфировидные гранодиориты и граниты, а также гранодиорит-порфиры и редко диоритовые порфириты.

Гранодиориты и граниты Давендинского массива тождественны соответствующим породам многих других массивов амананского комплекса. Они сложены плагиоклазом (№ 25—35) 35—40%, кварцем 20—30%, ортоклазом 15—25%, биотитом 5—7%, роговой обманкой 3—5%, магнетитом и сфеном 1—2%. Повсеместно присутствуют апатит и циркон. Химический состав гранодиоритов (среднее из 3) отвечает следующей равнообъемной формуле ($d_v = 2{,}67$):

$$Si_{170}\,Ti_1\,Al_{55}\,Fe^{'''}_4\,Fe^{''}_5\,Mn_{0,2}\,Mg_6\,Ca_{10}\,Na_{30}\,K_6\,(OH)_{11}\,(CO_2)_1\,O_{453}.$$

Таблица 18

Содержание элементов-примесей во вмещающих породах Ключевского месторождения $n \cdot 10^{-4}$ %

Элементы-примеси и объемный вес	Олекминские граниты	Диориты, гранодиориты, граниты	Диоритовые порфириты и гранодиорит-порфиры	Гибридные порфиры
Mo	3	6	6	7
W	5	35	29	10
Au	0,006	0,007	0,008	0,020
U	1,2	2,4	2,6	3,2
Ni	—	30	30	20
Co	—	—	—	10
V	20	50	70	80
Cr	—	25	—	—
Pb	10	35	25	20
Sn	—	10	10	—
Cu	—	350	200	30
Ba	500	700	700	Не обн.
Sr	500	700	700	Не обн.
d_v	2,6	2,7	2,8	2,8

Гранодиорит-порфиры сложены плагиоклазом (№ 35—40) 40—50%, кварцем 15—20%, калиевым полевым шпатом 5%, роговой обманкой 10—20%, биотитом 5—10%, сфеном, магнетитом, апатитом и цирконом — 2%. Равнообъемная формула гранодиорит-порфира ($d_v = 2{,}75$):

$$Si_{183}\,Ti_1\,Al_{50}\,Fe^{'''}_4\,Fe^{''}_6\,Mn_{0,1}\,Mg_{10}\,Ca_9\,Na_{22}\,K_{12}\,(OH)_{14}\,O_{467}.$$

Согласно данным химического и спектрального анализов вмещающие породы Ключевского месторождения характеризуются неравномерным распределением элементов-примесей (табл. 18).

Для пород Давендинского массива (диориты, гранодиориты, граниты) установлены повышенные значения кларков Mo, W, U, Co, Ni, Au по сравнению с более древними породами (олекминскими гранитами). Интересно отметить, что максимальное содержание золота найдено в гибридных порфирах — породах, наиболее тесно сопряженных с золотым оруденением.

СТРОЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ И ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ РУДНОГО ПРОЦЕССА

Ключевское месторождение, согласно данным М. Б. Бородаевской [1958], представляет собой „сочетание отдельных жил и жильных зон с жильным штокверком". Жильный штокверк распространен в центральной части месторождения, а жильные зоны и отдельные жилы — на восточном и западном флангах. Строение штокверка определяется наличием нескольких кварцево-турмалиновых тел (жильных зон), брекчий вмещающих пород с кварц-турмалиновым цементом, большого количества кварц-турмалиновых прожилков и участков, в различной степени турмалинизированных, альбитизированных и серицитизированных пород. Кварц-турмалиновые тела и жилы по простиранию и падению сменяются зонами турмалинизированных пород.

Восточный и западный фланги месторождения характеризуются более рассредоточенной минерализацией. Наличие здесь изолированных жил, нередко не осложненных сетью прожилков, создает более благоприятные условия для изучения закономерностей метасоматической зональности. Особенно удобен в этом отношении северо-восточный участок (Алексеевский), где известно несколько жил, и в частности жилы 3, 8, 13 и др. (рис. 12).

Несмотря на известную простоту состава руд Ключевского месторождения, в них обнаружено свыше 50 минералов, причем выделяются следующие пять минеральных ассоциаций [Петровская, Андреева, 1958], отвечающие возрастной последовательности рудоотложения: 1) кварцевая; 2) кварцево-турмалиновая; 3) кварцево-пиритовая; 4) кварцево-полиметаллическая; 5) карбонатно-халцедоновая.

Кварцевая дотурмалиновая ассоциация выделяется по наличию кварцевых жил (часто с молибденитом, особенно на Алексеевском участке вблизи Давендинского рудного поля), пересекаемых турмалиновыми прожилками, поэтому дотурмалиновую кварцевую ассоциацию нет оснований связывать с золоторудным процессом.

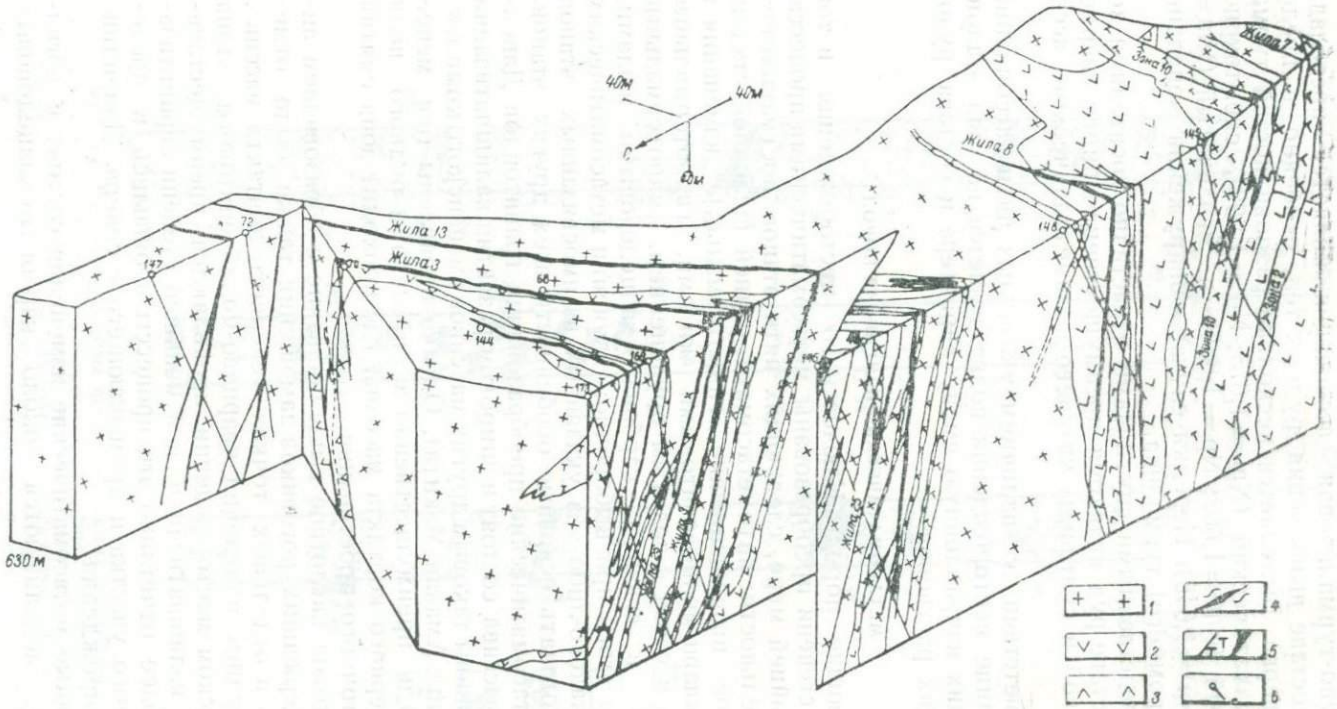


Рис. 12. Блок-диаграмма Восточного участка месторождения Рудоключи.

1—граниты; *2*—диоритовые порфириты; *3*—кварцевые порфиры; *4*—кварцево-турмалиновые жилы с изменениями около них; *5*—зоны турмалинизации и кварцево-турмалиновые тела; *6*—скважины.

Кварцево-турмалиновая ассоциация является преобладающей в составе выполнения рудных тел, особенно в пределах штокверка. Выделяется несколько разновидностей турмалина: призматический (Nm = 1,673; Np = 1,652), скрытокристаллический (Nm = 1,662; Np = 1,638) и игольчатый (Nm = = 1,669; Np = 1,645). Нередки случаи обнаружения зонального (полихромного) турмалина.

Непосредственными спутниками и частично носителями золота в составе руд являются преимущественно пирит кварцево-пиритовой и сульфиды кварцево-полиметаллической ассоциацией.

В соответствии с наличием указанных пяти ассоциаций формирование месторождения подразделяется на ряд этапов, отражающих направленную смену характера и состава рудообразующих растворов.

МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ ПОРОД

Вмещающие породы Ключевского месторождения в той или иной степени преобразованы метасоматическими процессами, по крайней мере, следующих пяти этапов постмагматической деятельности: автометасоматоз ранней щелочной стадии, контактовое выщелачивание, гидротермальные изменения в связи с кварц-молибденитовыми жилами, гидротермальные изменения в связи с золотым оруденением, гидротермальные изменения в связи с карбонато-халцедоновыми жилами. Вследствие этого при выборочном изучении метасоматических явлений какого-либо из указанных взаимосвязанных этапов необходимо знать основные особенности всех других этапов.

Автометасоматические преобразования гранитоидов Давендинского массива состоят в широком развитии калишпатизации и тождественны таковым других массивов амананского комплекса (см. тип Аманан-Макита). Однако проявлены они менее интенсивно и преимущественно за пределами рудного поля вблизи северного контакта массива, где проходит зона смятия северо-восточного простирания.

Контактовое кислотное выщелачивание с образованием андалузитсодержащих роговиков замещения также было отмечено лишь в отдельных точках северного контакта массива.

Околорудные изменения кварцево-молибденитового этапа на Ключевском месторождении проявляются преимущественно в виде калишпатизации и в меньшей степени серицитизации. Наиболее отчетливо эти процессы проявились в пределах северного участка и примыкающего с севера Давендинского месторождения.

Пострудные метасоматические изменения состоят в аргиллизации и локализуются около карбонато-халцедоновых жилок.

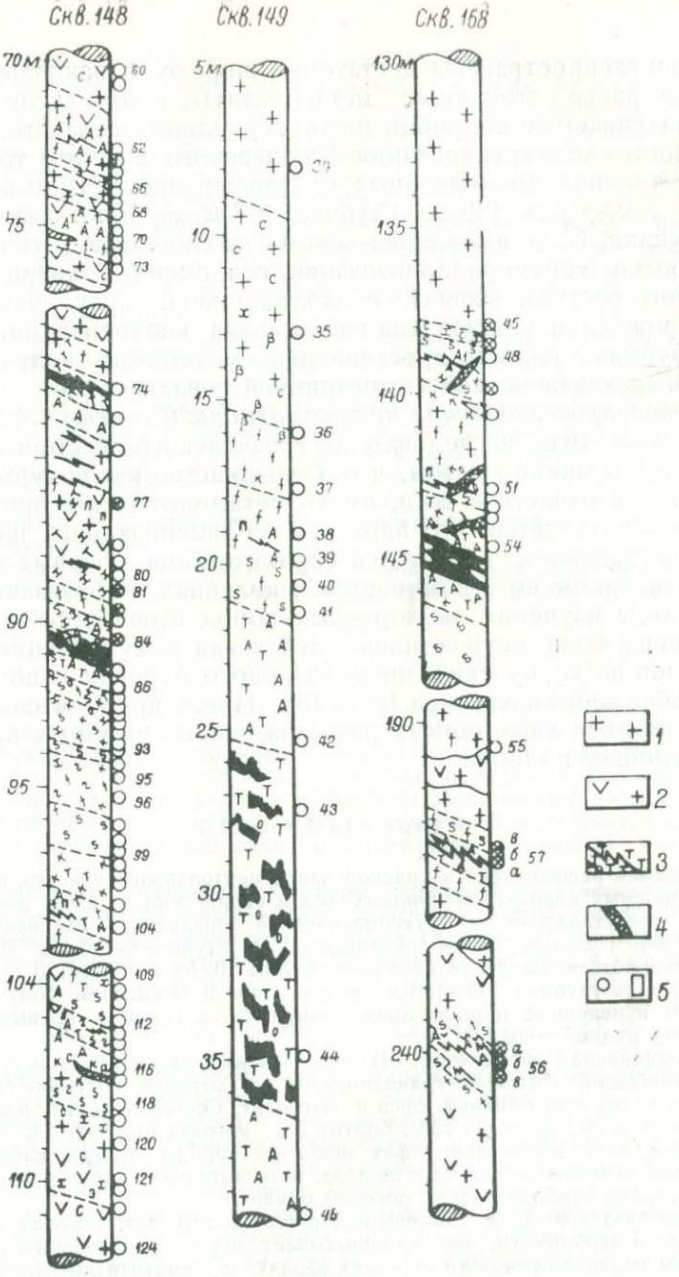


Рис. 13. Частные разрезы по Ключевскому месторождению.

1—амфиболо-биотитовые граниты; *2*—гранодиорит-порфиры; *3*—кварцево-турмалиновые и сульфидные жилы и прожилки с зонами изменения около них в виде пиритизации (*n*), турмалинизации (*m*), альбитизации (*A*), биотитизации (*β*), калишпатизации (*f*), гидрослюдизации (*z*), серицитизации (*s*), хлоритизации (*x*), эпидотизации (*э*); *4*—халцедоно-кварцевые прожилки с окремнением (*o*) и каолинизацией (*к*) около них; *5*—точки взятия штуфных проб.

Они распространены достаточно широко и накладываются на все ранее возникшие метасоматиты, в том числе и на рассматриваемые подробно ниже турмалинизированные породы. Пострудная аргиллизация Ключевского в целом тождественна таковой молибденовых месторождений [Казицын, 1960, 1962]. Так, в скв. 168 на глубине 138 *м* карбонат-халцедоновая жилка, сопровождаемая зонами каолинизации, гидрослюдизации и монтмориллонитизации, сечет жилку кварц-турмалинового состава. Наряду с околожильной аргилляцией на месторождении установлена гипергенная каолинизация, контролируемая зонами просачивания метеорных вод, обычно не обладающая четкой симметричной зональностью.

Рудосопровождающие метасоматиты Ключевского месторождения. Все исследователи Ключевского месторождения сходятся в мнении о том, что большинство кварц-турмалиновых тел, а отчасти и жил, имеют метасоматическое происхождение. Указывается, что наряду с турмалинизацией, широким распространением пользуется серицитизация боковых пород, и почти никем не упоминается о явлениях альбитизации.

В ходе изучения околорудных пород Ключевского месторождения была осуществлена детальная документация ряда разрезов по керну скважин колонкового бурения и по коренным обнажениям карьера (рис. 13). Ниже приводится описание наиболее характерных разрезов, использованных при выводе типовой колонки.

Разрез 149 (рис. 13)

Скважина расположена в краевой части центрального участка, вскрывает ряд мощных кварц-турмалиновых тел и серию жил и дает достаточно полное представление о метасоматической зональности измененных пород в связи с штокверковым оруденением. На глубине 8—59 *м* и 79—100 *м* скважиной подсечены ответвления рудной зоны 10, на глубине 120 *м*—рудная жила 7, и на глубине 160—180 *м*—рудная зона 9. В висячем боку рудной зоны 10 измененные породы имеют мощность, в 1,5 раза превышающую мощность рудной зоны.

Неизмененная порода (обр. 34) представлена обычным для месторождения амфиболо-биотитовым гранодиоритом, в котором сохраняются неизмененными роговая обманка, сфен и магнетит. Состав породы: плагиоклаз 50%, кварц 25%, ортоклаз 15%, биотит 5%, роговая обманка 5%. При сохранности всех минеральных фаз исходной породы иногда наблюдается некоторое замутнение полевых шпатов, незначительная хлоритизация биотита и слабая карбонатизация роговой обманки.

В интервале 9—15 *м* степень изменения возрастает: роговая обманка замещается карбонатом, биотит испытывает перекристаллизацию с образованием мелкочешуйчатого агрегата, наряду с гематитизированным магнетитом появляется пирит. Состав породы: плагиоклаз 45—50%, кварц 25%, ортоклаз 15—20%, биотит 3—5%, карбонат 5%.

В интервале 15—21 *м* наблюдается увеличение степени изменения. Псевдоморфозы по роговой обманке „рассасываются" и лишь иногда угадываются по скоплению карбоната, по биотиту развивается зеленая гидро-

слюда с высоким (0,030) двупреломлением. Плагиоклаз интенсивно замещается ортоклазом, который нередко развивается также по биотиту и роговой обманке. В породе возрастает количество кварца (обр. 37). Причем в новообразованном кварце наблюдается большое количество идиоморфных кристаллов адуляра и игольчатого турмалина; гематит замещен неполностью. Состав породы: ортоклаз 45%, кварц 30%, плагиоклаз 10%, карбонат 10%, гидрослюда 5%, турмалин 3%.

На глубине 19 *м* характер изменения сохраняется, однако гидрослюда отсутствует, реликты плагиоклаза исчезают, магнетит замещен полностью пиритом (обр. 38), иногда наблюдается серицит. В тех случаях, когда в докалишпатизированном граните присутствуют жилки турмалина, около них появляется альбитизация.

В интервале 19—21 *м* по-прежнему преобладает калишпатизация, а также фиксируется заметное количество серицита, скрытокристаллический карбонат (?), небольшое количество турмалина, пирит. Состав породы: кварц 35%, ортоклаз 40%, серицит 15%, карбонат 5%, турмалин 5%, пирит 2%.

Для интервала 21,5—25,5 *м* характерно интенсивное замещение всех первичных минералов альбитом, кварцем и турмалином (обр. 42). Аналогичный характер имеет замещение и в лежачем боку зоны (обр. 45). Реликты первичной структуры здесь отсутствуют. Порода сложена кварцем 35%, альбитом 45%, турмалином 15%, присутствуют карбонат, реликты ортоклаза, рутил, пирит.

Интервал 25—36 *м* является зоной сплошной турмалинизации и окварцевания. Порода сложена кварцем 70% и турмалином 30%, присутствует пирит — 1%.

Разрез 148 (см. рис. 13)

Скважина подсекает несколько систем кварцево-турмалиновых жилок и зонок турмалинизации, расположенных на продолжении жилы № 8 и залегающих в гранодиорит-порфирах. Сгущение прожилков наблюдается в трех интервалах: 71—76 *м*, 81—86 *м*, 88—95 *м*. Обилие кварц-турмалиновых прожилков и мелких зонок, а также наложенная аргиллизация в связи с халцедоно-карбонатными жилками, затрудняют изучение метасоматической зональности, особенно установление относительных мощностей различных зон.

Неизмененные гранодиорит-порфиры сложены плагиоклазами (№ 35 — 40) 45%, биотитом 10%, кварцем 15%, калиевым полевым шпатом 5%, роговой обманкой 20%, магнетитом и сфеном 1% (обр. 60, 65). Химический состав гранодиорит-порфиров (табл. 19) отвечает следующей равнообъемной формуле ($d_v = 2{,}75$):

$$Si_{183}\,Ti_1\,Al_{50}\,Fe^{\cdot\cdot\cdot}_4\,Fe^{\cdot\cdot}_6\,Mn_{0,1}\,Mg_{10}\,Ca_9\,Na_{22}\,K_{12}\,OH_{14}\,O_{477}.$$

Внешняя зона изменения — зона гидратации и слабой карбонатизации — установлена на глубине 76, 80 и 88 *м* и характеризуется полным замещением амфибола, сфена и биотита хлоритом и карбонатом. Макроскопически порода сохраняет прежний облик, лишь вкрапленники плагиоклаза становятся буроватыми, хотя плагиоклаз, судя по наблюдениям в шлифах, не испытывает замещения. Мощность внешней зоны, по-видимому, в несколько раз превышает мощность соответствующих прожилков. Точные метрические соотношения установить нельзя. Устойчивая минеральная ассоциация зоны: Пл, Ор, Кв, Хл, Гем, Кар, Лк. Равнообъемная формула породы ($d_v = 2{,}72$):

$$Si_{162}\,Ti_1\,Al_{51}\,Fe^{\cdot\cdot\cdot}_5\,Fe^{\cdot\cdot}_8\,Mn_{0,9}\,Mg_{17}\,Ca_{13}\,Na_{13}\,K_{12}\,OH_{37}\,O_{426}.$$

Промежуточная зона — зона калишпатизации — проявлена сравнительно неотчетливо, и к тому же закономерность ее положения в разрезе на-

рушается обилием мелких второстепенных жилок. Наиболее ярко она проявлена на глубине 74, 81 и 89 *м*, где отчетливо устанавливается не только замещение вкрапленников плагиоклаза ортоклазом, но и увеличение количества калиевого полевого шпата в основной массе (обр. 82, 83 и др.). Часто совместно с калишпатизацией (особенно в тыльной части соответствующих зон) наблюдается серицитизация, а также образование пятнистых скоплений турмалина. Устойчивая минеральная ассоциация: Ор, Кв, Аб, Пт, (Сер), Ру. Равнообъемная формула ($d_v = 2{,}53$):

$$Si_{156}\,Ti_1\,Al_{47}\,Fe_4^{'''}\,Fe_5^{''}\,Mn_{0,2}\,Mg_9\,Ca_6\,Na_{16}\,K_{18}\,OH_{29}\,O_{393}.$$

Таблица 19

Химический состав околорудных изменений гранодиорит-порфиров месторождения Ключевское (скв. 148)

Компоненты	Зоны			
	0—гранодиорит-порфир*	I—гидратация	II—калишпатизация	III—альбитизация-турмалинизация
		2081**	2082**	2084**
SiO_2	65,67	59,25	61,68	65,76
TiO_2	0,53	0,56	0,40	0,45
Al_2O_3	15,51	16,00	15,69	14,35
Fe_2O_3	1,46	2,64	2,04	3,70
FeO	2,54	3,40	2,55	1,36
MnO	0,04	0,38	0,10	0,32
MgO	2,38	4,20	2,41	2,88
CaO	3,00	4,30	2,09	2,30
Na_2O	4,12	2,48	3,30	6,10
K_2O	3,65	3,44	5,62	0,15
H_2O^+	0,75	2,03	1,72	0,04
H_2O^-	0,30	0,24	0,79	0,22
CO_2	Не опр.	0,56	1,54	1,88
B_2O_3	Не опр.	Не опр.	Не опр.	1,20
S_2	Не опр.	0,22	0,12	0,20
Сумма	99,95	99,70	100,05	100,91
d_v	2,75	2,72	2,53	2,65
Содержание элементов-примесей, $n \cdot 10^{-4}$ %				
Ni	30	30	20	70
V	70	70	70	100
Pb	20	20	30	20
Ag	—	—	—	10
Zn	—	300	300	—
Sn	10	10	?	10
Sr	700	700	700	700
Ba	700	700	700	—
Ca	200	200	200	700

* По данным М. Б. Бородаевской [1956], среднее из 5 анализов.
** Лаборатория института Механобр, Ленинград.

Таблица 20

Химический состав околорудных измененных пород месторождения Ключевского разреза 168-а

Компоненты	Зоны				
	0—гранодирит	I-гидратация	II—слабая калишпатизация	III—серицитизация	IV—альбитизация
	К-2045	К-2047	К-2057-в	К-2057-б	К-2057-а
SiO_2	65,98	60,78	66,84	64,46	71,96
TiO_2	0,28	0,28	0,34	0,38	0,27
Al_2O_3	16,43	15,69	15,94	15,15	13,44
Fe_2O_3	0,89	0,95	0,36	0,69	0,93
FeO	2,15	2,78	2,10	2,26	1,25
MnO	0,07	0,07	0,05	0,10	0,04
MgO	1,71	2,25	1,54	2,26	1,18
CaO	2,80	3,00	2,86	3,30	2,14
Na_2O	5,00	1,62	4,75	5,20	7,60
K_2O	2,56	3,46	3,80	0,76	0,16
H_2O^+	0,81	3,23	0,40	2,76	0,08
H_2O^-	0,26	1,49	0,13	0,10	0,10
CO_2	0,99	3,98	1,56	1,78	0,94
B_2O_3	—	—	—	0,12	0,50
$S_{общ}$	0,02	0,03	0,10	0,08	0,04
Сумма	99,95	99,61	100,77	99,40	100,63
d_v	2,65	2,61	2,64	2,60	2,66

Содержание элементов-примесей, $n \cdot 10^{-4}$ %

V	20	—	—	—	—
Zr	200	—	—	10	—
Cu	700	—	—	200	—
Pb	100	—	—	100	—
Sn	70	—	—	20	—
Sr	700	—	—	10	—
Ba	700	—	—	300	—
Cr	100	—	—	700	—

Примечание. Химические анализы выполнены в лаборатории института Механобр (Ленинград), спектральные анализы — в лаборатории ВСЕГЕИ

Внутренняя зона изменения отчетливо выделяется макроскопически — интенсивным осветлением породы. На глубине 91 *м* она имеет мощность 0,3—0,6 *м*. В этой зоне наблюдается почти полное замещение ортоклаза альбитом и турмалином. Количество кварца возрастает. Первичные минералы и реликты первичной структуры отсутствуют. Устойчивая минеральная ассоциация: Аб, Кв, Ту, Пт, Ру. Равнообъемная формула породы ($d_v = 2{,}65$):

$$Si_{180}\,Ti_1\,Al_{45}\,Fe^{\cdots}_7\,Fe^{\cdots}_3\,Mn_{0,7}\,Mg_{11}\,Ca_7\,Na_{31}\,K_{0,5}\,OH_{0,7}\,O_{476}.$$

Разрез 168 (см. рис. 13 табл. 20).

Скважина подсекает три главные жилы рассматриваемого блока (жилы 25, 3,13), а также ряд мелких жил, прожилков и зонок турмалинизации. Жилы 25 и 3 подсекаются в их центральной части (глубина 105 и 145 *м*), а жила 13 — на выклинивании. Характер зональности околорудных пород всех трех указанных жил аналогичен. Неизмененные породы представлены гранодиоритами и диоритовыми порфиритами.

Гранодиориты имеют порфировидный облик, сложены плагиоклазом (№ 25—30) 35—40%, ортоклазом 15—20%, кварцем 25—30%, биотитом и амфиболом 10%, сфеном, магнетитом, цирконом и апатитом. Это типичный амфиболо-биотитовый гранодиорит аманакского комплекса [Тихомиров и др., 1964]. Равнообъемная формула гранодиорита:

$$Si_{175}\,Ti_1\,Al_{51}\,Fe^{\cdots}_2\,Fe^{\cdot\cdot}_5\,Mn_{0,2}\,Mg_7\,Ca_8\,Na_{26}\,K_{10}\,OH_{14}\,(CO_2)_4\,O_{456}.$$

Диоритовые порфириты имеют мелкозернистое строение и сложены плагиоклазом, амфиболом, биотитом, кварцем. В качестве типичных акцессориев присутствуют сфен и магнетит. Равнообъемная формула диоритовых порфиритов:

$$Si_{165}\,Ti_1\,Al_{52}\,Fe^{\cdots}_5\,Fe^{\cdot\cdot}_8\,Mn_{0,2}\,Mg_{23}\,Ca_{15}\,Na_{27}\,K_{11}\,(OH)_6\,(CO_2)_3\,O_{478}.$$

Зональность изменений около жилы 3 существенно затушевана поздними процессами аргиллизации, сопровождающей карбонат-халцедоновые жилки, широко распространенные в этом интервале.

На глубине 130—138 *м* — неизмененные амфиболо-биотитовые граниты (обр. 45), в которых на глубине 138—140 *м* встречаются маломощные (1—2 *мм*) турмалин-кварцевые прожилки. Турмалин образует столбчатые кристаллы, обычно наполненные включениями пирита. Непосредственно на контакте с прожилком наблюдаются кристаллы деанортитизированного плагиоклаза. Иногда в кварце встречаются единичные кристаллики адуляра. Около них наблюдается зональность, свойственная колонке аргиллизации; установлены зоны: слабой карбонатизации (обр. 47), монтмориллонитизации, гидрослюдизации (обр. 49, замещен плагиоклаз, не изменен биотит) и каолинизации (обр. 53, замещены плагиоклаз и биотит каолинитом и гидрослюдой).

На глубине 139 *м* отмечается сгущение кварц-турмалиновых жилок. Около жилок сплошная альбитизация. Альбит непосредственно граничит с турмалином, образуя взаимные прорастания. Довольно обычен анкерит; в то же время ортоклаз появляется лишь на некотором расстоянии (1 *м*) от жилы (обр. 48).

В относительном удалении от жилок наблюдается умеренная калишпатизация, где сфен устойчив, а роговая обманка замещена карбонатом с примесью кварца и гематита. Биотит устойчив (обр. 50). Калишпатизация, осложненная местами аргиллизацией, продолжается до глубины 143 *м* (обр. 51). Биотит нередко осветлен.

В интервале 143,5—144,5 *м* характер изменения иной: биотит исчезает полностью, сфен лишь частично замещен рутилом.

Реликты первичной структуры отсутствуют. Часты прожилки и вкрапленность турмалина, присутствует пирит. Альбит (иногда без двойников) и кварц являются главными составляющими породы, однако устойчив и ортоклаз, а в зернистом кварцевом агрегате около турмалиновых жилок и скоплений встречается и адуляр.

Интервал 144,5—145,5 *м* сложен кварц-турмалиновым агрегатом с пиритом, совмещающим в себе черты жильного и метасоматического способов образования при заметной роли внутриминерализационных подвижек. Вследствие этого последовательность метасоматических замещений во внутрен-

ней зоне удобнее наблюдать в некотором удалении от главного рудного тела, возле маломощных жилок. Характерный пример метасоматической зональности наблюдается около одной из таких жилок на глубине 193,5 *м*. Жилка имеет мощность 1 *см* и сложена кварцем 50%, турмалином 30%, альбитом 15%, пиритом и рутилом 5%. В лежачем боку от нее отходит система волосовидных трещинок, вдоль которых наблюдается вкрапленность турмалина. В висячем боку жилки в интервале 1,6 *см* порода имеет белый цвет (за счет сплошной альбитизации) с редкими темными пятнами, обусловленными вкрапленностью турмалина. Все первичные минералы (кроме кварца) здесь замещены. Порода сложена альбитом (70%) и кварцем (25%). В незначительном количестве присутствуют ортоклаз, турмалин, карбонат, рутил, пирит и сфен (обр. 57 *а*). Равнообъемная формула породы ($d_v = 2{,}66$):

$$Si_{193}\,Ti_{0,5}\,Al_{42}\,Fe^{\cdots}_{2}\,Fe^{\cdot\cdot}_{3}\,Mn_{0,1}\,Mg_{5}\,Ca_{7}\,Na_{39}\,K_{0,5}\,(OH)_{1}\,(CO_2)_{8}\,B_2\,S_{0,2}\,O_{193}.$$

На расстоянии 1,6 *см* от жилки в интервале 2,1 *см* наблюдается интенсивная серицитизация породы. Плагиоклаз замещен довольно крупночешуйчатым (0,1 *мм*) агрегатом серицита. По роговой обманке и биотиту также развивается серицит и пирит, а по сфену — рутил. Ортоклаз устойчив, но заметно пелитизирован (обр. 57 *б*). Устойчивая минеральная ассоциация зоны: Ор, Кв, Сер, Пт, Ру. Равнообъемная формула породы ($d_v = 2{,}60$):

$$Si_{168}\,Ti_{0,7}\,Al_{47}\,Fe^{\cdots}_{2}\,Fe^{\cdot\cdot}_{5}\,Mn_{0,2}\,Mg_{3}\,Ca_{9}\,Na_{26}\,(OH)_{48}\,(CO_2)_{6}\,B_{0,5}\,S_{0,5}\,O_{402}.$$

На расстоянии 3,5—7 *см* от жилки (обр. 57 *в*) порода имеет розоватый цвет за счет новообразованного калиевого полевого шпата, активно замещающего плагиоклаз. Роговая обманка замещена мелкозернистым биотитом и карбонатом, сфен — лейкоксеном, а магнетит — пиритом. В зоне устойчива минеральная ассоциация: Ор, Кв, Би, Кар, (Аб), Пт, Лк. Равнообъемная формула породы ($d_v = 2{,}64$):

$$Si_{177}\,Ti_{0,7}\,Al_{50}\,Fe^{\cdots}_{0,7}\,Fe^{\cdot\cdot}_{5}\,Mn_{0,1}\,Mg_{6}\,Ca_{8}\,Na_{24}\,K_{13}\,(OH)_{7}\,(CO_2)_{6}\,B_{0}\,S_{0,5}\,O_{462}.$$

Далее, на расстоянии 12—17 *см* от жилки наблюдается слабая хлоритизация и карбонатизация, затрагивающая лишь роговую обманку породы. В зоне устойчива минеральная ассоциация: Пл, Ор, Кв, Би, Кар, Мт, Сф. Равнообъемная формула ($d_v = 2{,}61$):

$$Si_{159}\,Ti_{0,6}\,Al_{48}\,Fe^{\cdots}_{2}\,Fe^{\cdot\cdot}_{6}\,Mn_{0,2}\,Mg_{9}\,Ca_{8}\,Na_{8}\,K_{12}\,(OH)_{56}\,(CO_2)_{14}\,O_{377}.$$

Переходы к неизмененному гранодиориту достаточно отчетливы и визуально узнаются по отсутствию слабого „позеленения" породы, характерного для внешней зоны.

Разрез 168-*б* (см. рис. 13, табл. 21)

На глубине 237 *м* скважина вскрывает дайку диоритовых порфиритов, имеющую мощность около 10 *м*. В диоритовых порфиритах залегает серия мелких турмалиновых прожилков, сопровождающихся околорудными изменениями вмещающих пород. Осветление и „покраснение" диоритовых порфиритов охватывает интервал, в 15—16 раз превышающий мощность каждой жилки, причем зональность, возникающая здесь, несколько отличается от зональности предыдущего разреза.

Неизмененные диоритовые порфириты сложены плагиоклазом (№ 60) 55—60%, амфиболом 10—15%, биотитом 15—20%, кварцем 3—5%, акцессорными: магнетитом, сфеном, апатитом 3—4%. Равнообъемная формула диоритового порфирита ($d_v = 2{,}78$):

$$Si_{165}\,Ti_{1}\,Al_{52}\,Fe^{\cdots}_{5}\,Fe^{\cdot\cdot}_{8}\,Mn_{0,2}\,Mg_{23}\,Ca_{15}\,Na_{27}\,K_{11}\,(OH)_{6}\,(CO_2)_{3}\,O_{478}.$$

Таблица 21

Химический состав околорудных измененных диоритовых порфиритов месторождения Ключи (разрез 168-б)

Компоненты	Зоны		
	0—диоритовый порфирит	I—гидратация	III—альбитизация
	2056	2056-б	2056-в
SiO_2	58,16	56,20	56,98
TiO_2	0,54	0,48	0,40
Al_2O_3	15,93	15,03	15,73
Fe_2O_3	2,05	2,63	2,66
FeO	3,59	2,17	1,60
MnO	0,10	0,08	0,10
MgO	5,59	6,21	5,97
CaO	4,98	6,57	5,39
Na_2O	5,00	5,30	7,00
K_2O	3,10	1,51	0,90
H_2O^+	—	0,62	0,36
H_2O^-	0,27	0,37	0,32
CO_2	0,82	2,00	1,94
B_2O_3	0,02	0,01	0,50
$S_{общ}$	0,05	0,01	0,02
Сумма	100,20	99,19	99,87
d_v	2,78	2,73	2,79

Содержание элементов-примесей, $n \cdot 10^{-4}$ %

Mo	—	10	10
V	—	70	70
Zr	—	300	300
Cu	—	70	30
Pb	—	20	70
Sn	—	10	10
Sr	—	700	700
Ba	—	300	300
Cr	—	700	200

Примечание. Химические анализы выполнены в лаборатории института Механобр (Ленинград), спектральные анализы — в лаборатории ВСЕГЕИ.

Во внешней зоне изменения происходит осветление роговой обманки и частичное замещение ее карбонатом. Биотит при этом замещается хлоритом и частично карбонатом. Устойчивы в зоне: Тр, Пл, Кар, Хл, Мт, Лк.

В промежуточной зоне (обр. 56 *б*) наряду с тремолитизацией амфибола и замещением биотита наблюдается раскисление плагиоклаза (до № 10) и частичное замещение его ортоклазом. Магнетит замещается пиритом. Устойчивы: Тр, Аб, Кв, Ор, Пт, Ру. Равнообъемная формула породы ($d_v = 2{,}73$):

$$Si_{154}\,Ti_{0,9}\,Al_{49}\,Fe^{\cdots}_{5}\,Fe^{\cdot\cdot}_{5}\,Mn_{0,2}\,Mg_{25}\,Ca_{19}\,Na_{28}\,K_5\,(OH)_{11}\,(CO_2)_8\,B_{0,55}\,O_{447}.$$

Во внутренней зоне (обр. 56-*в*) возрастает содержание кварца, плагиоклаз полностью альбитизирован и частично замещен ортоклазом и турмалином. Присутствуют пирит и рутил. Интересно, что реликты тремолита при этом сохраняются. Устойчивая минеральная ассоциация: Аб, Кв, Ту, Пт, Ру. Равнообъемная формула породы ($d_v = 2{,}79$):

$$Si_{159}\,Ti_{0,8}\,Al_{52}\,Fe^{\cdots}_{6}\,Fe^{\cdot\cdot}_{4}\,Mn_{0,2}\,Mg_{25}\,Ca_{16}\,Na_{38}\,K_3\,(OH)_7\,(CO_2)_7\,B_3\,O_{470}.$$

Типовая колонка измененных пород около кварц-турмалиновых жил. Анализ приведенных выше детальных описаний разрезов по керну скважин, подсекающих рудные жилы на различной глубине и в различном удалении от центрального участка (штокверка) позволяет наметить схему типовой (обобщенной) метасоматической колонки околорудных пород месторождения и выявить закономерности ее эволюции в пространстве.

0. Зона неизмененных пород сложена гранодиоритами или гранодиорит-порфирами, в которых установлена следующая минеральная ассоциация: Амф, Пл, Кв, Ор, Би, Сф, Мт. Состав неизмененных пород отвечает следующим равнообъемным формулам:

гранодиорит ($d_v = 2{,}65$)

$$Si_{175}\,Ti_1\,Al_{51}\,Fe^{\cdots}_{2}\,Fe^{\cdot\cdot}_{5}\,Mn_{0,2}\,Mg_7\,Ca_8\,Na_{26}\,K_{10}\,(OH)_{14}\,(CO_2)_4\,O_{465},$$

гранодиорит-порфир ($d_v = 2{,}75$)

$$Si_{183}\,Ti_1\,Al_{50}\,Fe^{\cdots}_{4}\,Fe^{\cdot\cdot}_{6}\,Mn_{0,1}\,Mg_{10}\,Ca_9\,Na_{22}\,K_{12}\,OH_{14}\,O_{477}.$$

1. Зона слабой карбонатизации — гидратации (внешняя зона) распространена повсеместно во всех изученных разрезах. Ее внешние границы достаточно неопределенны, судя по тому, что в большинстве скважин совершенно неизмененные породы отсутствуют. Средняя мощность этой зоны составляет не менее 3—5 единиц мощности внутренней зоны или жилы. В этой зоне порода обычно сохраняет цвет, структуру и текстуру, а изменения в составе ограничиваются лишь замещением роговой обманки хлоритом и карбонатом, сфена — лейкоксеном, а магнетита — гематитом. В тыльной части зоны наблюдается слабая гидрослюдизация основного плагиоклаза и хлоритизация биотита. В зоне устойчива следующая минеральная ассоциация: Би, Пл, Орт, Кв, Лк, Кар, Хл.

Химический состав пород меняется мало, лишь заметно возрастает количество углекислоты и воды, как это видно из равнообъемных формул пород:

для гранодиорита ($d_v = 2{,}61$)

$$Si_{159}\,Ti_{0,6}\,Al_{48}\,Fe^{\cdots}_{2}\,Fe^{\cdot\cdot}_{6}\,Mn_{0,2}\,Mg_9\,Ca_8\,Na_8\,K_{12}\,(OH)_{56}\,(CO_2)_{14}\,O_{372},$$

для гранодиорит-порфира ($d_v = 2{,}72$)

$$Si_{162}\,Ti_1\,Al_{51}\,Fe^{\cdots}_5\,Fe^{\cdot\cdot}_8\,Mn_1\,Mg_{17}\,Ca_{13}\,Na_{13}\,K_{12}\,(OH)_{37}\,(CO_2)_2\,O_{434}.$$

В разрезах больших глубин и на выклинивании эта зона приобретает особенно широкое распространение, но в таких случаях в ней неустойчив биотит, замещаемый хлоритом.

II. Зона ортоклазизации (промежуточная зона) распространена неповсеместно. Наиболее характерна она для центральных частей рудных тел и на больших глубинах, но исчезает на малых глубинах и особенно при выклинивании жил по простиранию. Мощность зоны обычно в 1,5—2 раза превышает мощность соответствующей жилы.

В этой зоне кроме роговой обманки и сфена замещены биотит и плагиоклаз, по которым развивается ортоклаз. Реликты первичной структуры сохраняются, порода сложена ортоклазом 60%, плагиоклазом 20%, кварцем 15%, гидрослюдой 4%, пиритом и лейкоксеном (рутилом) 1%, причем гидрослюда, пирит и особенно рутил характерны преимущественно для тыльной части зоны.

Зона ортоклазизации иногда может примыкать к внутренней зоне турмалинизации—альбитизации, но никогда не примыкает непосредственно к кварц-турмалиновым жилкам. В зоне устойчива минеральная ассоциация: Орт, Аб, Кв, Пр, Гс, Лк.

Химизм формирования зоны ортоклазизации состоит в привносе натрия и калия, как это следует из сравнения равнообъемных формул пород зон I и II:

для гранодиоритов, скв. 168 ($d_v = 2{,}64$)

$$Si_{177}\,Ti_1\,Al_{50}\,Fe^{\cdots}_1\,Fe^{\cdot\cdot}_5\,Mn_{0,1}\,Mg_6\,Ca_8\,Na_{24}\,K_{13}\,(OH)_7\,(CO_2)_6\,O_{465},$$

для гранодиорит-порфиров ($d_v = 2{,}53$)

$$Si_{156}\,Ti_1\,Al_{47}\,Fe^{\cdots}_4\,Fe^{\cdot\cdot}_5\,Mn_{0,2}\,Mg_9\,Ca_6\,Na_{16}\,K_{18}\,(OH)_{29}\,(CO_2)_5\,O_{387}.$$

III. Зона серицитизации наблюдается в качестве переходной зоны от калишпатизации к альбитизации преимущественно в разрезах рудного штокверка. Однако в целом на месторождении распространение серицитизации незначительно. В удалении от штокверка или на выклинивании рудных зон она отсутствует. Наиболее интенсивно серицитизация проявляется вблизи кварц-сульфидных полиметаллических жилок. Относительная мощность этой зоны I составляет до 1,5 единиц мощности соответствующей жилы. Характерной особенностью зоны является замещение плагиоклаза и ортоклаза при сохранении альбита. Устойчивая минеральная ассоциация: Аб, Кв, Сер, Пт, Ру. Равнообъемная формула ($d_v = 2{,}60$):

$Si_{168}\,Ti_1\,Al_{47}\,Fe^{\cdots}_1\,Fe^{\cdot\cdot}_5\,Mn_{0,2}\,Mg_9\,Ca_9\,Na_{26}\,K_3\,(OH)_{48}\,(CO_2)_6\,S_{0,4}B_{0,5}O_{400}$.

IV. Зона альбитизации (внутренняя зона) распространена повсеместно около жилок кварц-турмалинового состава, нередко обнаруживается даже в участках пережима жил. Лишь в случае вкрапленной турмалинизации совместно с альбитом присутствует турмалин, и зона альбитизации как бы теряет самостоятельное значение. Относительная мощность этой зоны составляет 0,5—1—1,5 единиц мощности жилы; заметных изменений ее с глубиной не установлено.

В этой зоне все первичные минералы, кроме кварца (иногда части ортоклаза), замещены альбитом и обычно присутствующим в переменном количестве турмалином. Порода имеет белый цвет, иногда пятниста за счет стяжений турмалина. Первичная структура утрачена почти полностью; порода сложена альбитом 50—60%, ортоклазом 10—20%, кварцем 15—25%, турмалином 1—10%, в незначительном количестве присутствуют карбонат, пирит, рутил, а также новообразованный сфен. Альбит образует как крупные кристаллы, так и мелкотаблитчатый агрегат.

Устойчивая минеральная ассоциация зоны: Аб, Кв, Ту, Пт, Ру+Сф. Химизм преобразования в зоне сводится к существенному выносу оснований и калия и привносу кремния, натрия и бора, как это видно из сравнения равнообъемных формул пород этой зоны с формулами предыдущих зон:

по гранодиориту ($d_v = 2{,}66$)

$Si_{193}\,Ti_{0,5}\,Al_{42}\,Fe^{\cdots}_2\,Fe^{\cdot\cdot}_3\,Mn_{0,1}\,Mg_5\,Ca_7\,Na_{39}\,K_{0,5}\,(OH)_1\,(CO_2)_3\,B_2O_{490}$.

V. Зона турмалинизации и окварцевания характеризуется, в частности, тем, что в ряде случаев в центральной ее части наблюдается кварц-турмалиновая жила крустификационного или метасоматического характера, а в других частях — это явно метасоматическая зона сплошной турмалинизации и окварцевания, связанная постепенными переходами с зоной альбитизации. Каких-либо закономерностей вертикальной зональности в этих породах не обнаружено, хотя метасоматические зоны сплошной турмалинизации чаще развиваются по гранодиорит-порфирам. В ряде мест зона сложена брекчией вмещающих пород, сцементированной кварц-турмалиновым агрегатом. В этом случае вокруг отдельных обломков брекчированных пород развивается своя микрозональность, сходная с общей зональностью колонки.

В зоне турмалинизации не сохраняется уже никаких признаков первичной структуры и лишь иногда неизменными остаются зерна кварца исходной породы, придающие кварц-турмалиновому агрегату пятнистость. Помимо кварца и турма-

лина, количества которых меняются в значительных пределах (от 20 до 70%), обычно присутствует пирит, а иногда и другие сульфиды. Химизм преобразования здесь состоит в выносе калия и существенном привносе бора, как это видно из сравнения равнообъемных формул этой зоны с формулами предыдущих зон:

по гранодиорит-порфиру ($d_v = 2{,}65$)

$$Si_{180}Ti_1Al_{45}Fe^{\cdots}_7Fe^{\cdots}_3Mn_{0,7}Mg_{11}Ca_7Na_{31}K_{0,5}(OH)_{0,7}(CO_2)_7B_6S_1O_{485}.$$

Таблица 22

Идеализированная схема метасоматической колонки Ключевского типа

Фазы и компоненты	Зоны					
	0—неизмененная порода	I—карбонатизация, гидратация	II—ортоклазизация	III—серицитизация	IV—альбитизация, турмалинизация	V—турмалинизация, окварцевание
Устойчивые минеральные ассоциации зон	Роговая обманка	—	—	—	—	—
	Биотит	Биотит	—	—	—	—
	Плагиоклаз	Плагиоклаз	Альбит	Альбит	Альбит	—
	Ортоклаз	Ортоклаз	Ортоклаз	(Ортоклаз)	—	—
	Кварц	Кварц	Кварц	Кварц	Кварц	Кварц
	Сфен	Лейкоксен	Лейкоксен	Рутил	Сфен+ +Рутил	Турмалин
	Магнетит	Гематит	Пирит	Пирит	Пирит	Пирит
	—	Карбонат	Гидрослюда	Серицит	(Турмалин)	Рутил
	—	(Хлорит)				
Инертные и избыточные компоненты	Ti, Si, Al, Na, K, Ca, Mg, $Fe^{\cdots}$, $Fe^{\cdots}$	Ti, Si, Al, Na, K, Ca, Mg, $Fe^{\cdots}$, $Fe^{\cdots}$	Ti, Si, Al, Na, K, S	Ti, Si, Al, Na, S	Ti, Si, Al, Na, S	Ti, Si, Al, S

Рассмотрение частных разрезов измененных пород, обобщенной схемы метасоматической зональности (табл. 22), смены устойчивых минеральных ассоциаций и эволюции химизма позволяют оценить последовательность перемещения петрогенных элементов и перераспределения элементов-примесей.

В неизмененной породе (зона 0) устойчива минеральная ассоциация: Амф, Би, Пл, Орт, Кв, Сф, Мт. Все петрогенные компоненты, за исключением OH и CO_2, инертны.

При переходе к зоне карбонатизации — гидратации количество первичных устойчивых минералов сокращается: Би, Пл, Орт, Кв, Лк, Гм, Карб, Хл. Биотит и основной плагиоклаз в тыльной части зоны иногда частично замещается хлоритом и гидрослюдой. Из числа минералообразующих элементов $Fe^{\cdots}$ и частично $Fe^{\cdot\cdot}$, Mg, Ca переходят в подвижное состояние, обусловливая фазовые преобразования в породе. В то же время эти компоненты в большинстве (за исключением $Fe^{\cdots}$) остаются в зоне реакции, как это видно из равнообъемной формулы перехода 0 → I для разреза 168-*а*

$$Si_{+16}\,Ti_0\,Al_{-3}\,Fe^{\cdots}_0\,Fe^{\cdot\cdot}_{+1}Mn_0\,Mg_{+2}\,Ca_0Na_{-18}K_{+2}(OH)_{+42}(CO_2)_{+10}O_{-93}.$$

Содержание элементов-примесей при переходе 0 → I также остается на одном уровне; несколько уменьшается лишь количество Cu и Pb.

При переходе к зоне ортоклазизации, помимо роговой обманки, сфена и магнетита, отчетливо неустойчивыми оказываются биотит, плагиоклаз и гематит, замещаемые соответственно гидрослюдой, ортоклазом и пиритом.

Устойчивая минеральная ассоциация зоны II: Ор, Аб, Кв, Лк, Пт, Гс. В тыльной части зоны наблюдается индивидуализация рутила в псевдоморфозах по сфену. Сопоставление фазового состава и равнообъемных формул пород этой зоны показывает, что в подвижное состояние переходят здесь $Fe^{\cdot\cdot}$, Mg, Ca, причем содержание в зоне этих компонентов хотя и сокращается, но незначительно; наблюдается существенный привнос Si, Na и K.

$$Si_{+18}\,Ti_0Al_{+1}Fe^{\cdots}_{-1}Fe^{\cdot\cdot}_{-1}Mn_{-0,1}Mg_{-3}\,Ca_0Na_{+16}K_{+1}(OH)_{-49}(CO_2)_{-8}O_{+93}.$$

Помимо петрогенных элементов, при переходе I → II намечается перераспределение элементов-примесей: в 10 раз возрастает содержание Mo, происходит дальнейшее сокращение количества Cu и Pb, на одном уровне сохраняются содержания W, V, Zr и др.

Химизм образования зоны серицитизации (II → III) сопряжен со значительным привносом OH и выносом K:

$$Si_{-7}Ti_0Al_{-4}\,Fe^{\cdots}_0Fe^{\cdot\cdot}_0\,Mn_0Mg_{+2}Ca_{+1}Na_0K_{-7}(OH)_{+36}(CO_2)_{+2}O_{-65}.$$

Переход к зоне альбитизации (III → IV) знаменуется вовлечением в реакцию деанортитизированного первичного плагиоклаза, реликтов первичного и новообразованного ортоклаза, гидрослюды и карбоната. Количество устойчивых фаз сокращается: Аб, Кв, Ру+Сф, Пт, (Ту); в подвижное состояние переходит калий, который существенно выносится из зоны

реакции. В тыльной части зоны появляется турмалин и новообразованный сфен, чего в других типах изменения не наблюдается. Возрастает количество кварца и существенно альбита. Перемещение петрогенных компонентов (III→IV) иллюстрируется следующей формулой:

$$Si_{+25}Ti_{-0}Al_{-5}Fe^{\cdots}_{0}Fe^{\cdot\cdot}_{-2}Mn_{0}Mg_{-4}Ca_{-2}Na_{+13}K_{-2}(OH)_{-47}(CO_2)_{-3}O_{+90}.$$

Таблица 23

Характер минеральных преобразований в тяжелой фракции околорудных пород колонки Ключевского типа (по подсчетам в протолочках), вес. %

Минералы	Зоны			Минералы	Зоны		
	0—неизмененный гранодиорит	I—гидратация	IV—альбитизация		0—неизмененный гранодиорит	I—гидратация	IV—альбитизация
Биотит	2,31	0,86	—	Эпидот	0,002	0,02	0,003
Магнетит	1,18	0,05	—	Молибденит	0,0008	0,002	0,001
Сфен	0,31	0,13	0,36	Рутил и лейкоксен	0,20	0,30	0,10
Апатит	0,70	0,58	0,49	Халькопирит	—	0,01	0,098
Циркон	0,022	0,014	0,019	Турмалин	—	0,15	0,30
Пирит	0,090	0,19	1,05	Гематит	—	0,87	—

Содержание элементов-примесей остается на прежнем уровне, лишь несколько возрастает количество Cu, а иногда Mo.

Наконец, переход к зоне турмалинизации и окварцевания (IV→V) характеризуется дальнейшим сокращением числа устойчивых фаз, существенным вносом щелочей и привносом кремнезема (по скв. 148):

$$Si_{+14}Ti_{0}Al_{-2}Fe^{\cdots}_{+3}Fe^{\cdot\cdot}_{-2}Mn_{0}Mg_{+2}Ca_{+1}Na_{+15}K_{-18}B_{5}(CO_2)_{+2}(OH)_{-28}O_{+98}.$$

Изучение распределения акцессорных минералов в породах различных зон колонки Ключевского типа (табл. 23) позволяет установить следующие закономерности. Общее содержание акцессорных минералов (выход тяжелой фракции) последовательно снижается от 4 до 1—2%. В то же время видовой состав акцессорных минералов существенно меняется: в зоне карбонатизации — гидратации резко сокращается количество сфена, а магнетит замещается гематитом. В зоне ортоклазизации происходит замещение гематита пиритом, появляется рутил. В зоне серицитизации характер минеральной ассоциации сохраняется, но пирит меняет габитус. В следу-

ющей зоне обнаружен турмалин (в переменных количествах), содержание рутила снижается, но появляется сфен, достаточно много халькопирита. Количество циркона и апатита сохраняется на одном уровне, хотя явления перекристаллизации апатита достаточно обычны. В зоне турмалинизации существенно возрастает количество сульфидов, особенно пирита (до 10%).

Типоморфные смены ассоциаций акцессорных минералов при переходе от зоны к зоне:

$$0 \rightarrow I - Мт \rightarrow Гм; \quad Сф \rightarrow Лк;$$
$$I \rightarrow II - Гм \rightarrow Пт; \quad Лк \rightarrow Ру;$$
$$II \rightarrow III - Пт_{(100)} \rightarrow Пт_{(210)};$$
$$III \rightarrow IV - Ру \rightarrow Сф.$$

Тип Шахтамы

К этому типу относятся молибденово-полиметаллические месторождения: Шахтама, Бугдая, Аленгуйское, Кудикан, Акатуевское (?). Эти месторождения близки по составу и строению, сосредоточены в пределах главного мезозойского прогиба Забайкалья, тяготеют к массивам умереннокислых гранитоидов шахтаминского или амуджиканско-шахтаминского комплекса и сопряжены пространственно с поясом послегранитовых даек, секущих эти гранитоиды.

Отдельные сведения общего характера об изменениях боковых пород на этих месторождениях имеются в работах авторов, изучавших петрологию шахтаминского массива [Зуев, 1953; Сидоренко, 1961; Тихомиров и др., 1964], а также структуры месторождения [Сотников, 1961]. Специальные исследования на эту тему ограничиваются лишь тремя работами [Пампура, Гормашова, 1964; Казицын, 1965; Пампура, Афонина, 1964].

Наиболее характерный представитель этого типа — месторождение Шахтама, локализующееся в трещинных структурах Шахтаминского массива.

Шахтаминский массив имеет площадь выхода на дневную поверхность около 250 $км^2$, овальную в плане и вытянутую (отношение длины к ширине 3:1) в широтном направлении форму и достаточно извилистые контакты с вмещающими породами. Он залегает преимущественно в биотитовых и биотито-роговообманковых гранитах палеозойского возраста (аленуевский комплекс), а в юго-восточной части прорывает осадочные породы акатуевской свиты (I_2). Массив сложен различными по основности породами (диориты, диорито-сиениты, монцонито-диориты, гранодиориты, лейкократовые граниты),

а также породами жильной серии, причем большая его часть, в том числе и территория месторождения, сложена гранодиоритами—породами главной интрузивной фазы. Возраст гранитоидов массива по соотношению с осадочными толщами и по данным аргонового метода (167 млн. лет) датируется как средне-или даже верхнеюрский.

Таблица 24

Химический состав неизмененных гранодиоритов Шахтаминского массива

Компоненты	Номер пробы							
	3171	5	6	544	П-104	П-111	П-112	Средний состав
SiO_2	65,70	66,80	66,95	66,98	65,33	65,33	65,80	66,16
TiO_2	0,62	0,52	0,48	0,43	0,60	0,52	0,52	0,52
Al_2O_3	14,53	14,82	15,16	13,70	14,87	14,68	15,39	14,69
Fe_2O_3	0,45	1,27	1,36	1,79	1,66	1,38	0,81	1,15
FeO	3,14	1,99	2,40	2,04	2,81	3,22	3,17	2,68
MnO	0,02	—	0,05	0,06	0,08	0,14	0,13	0,07
MgO	2,18	2,75	2,40	3,26	2,65	2,64	2,64	2,65
CaO	2,37	2,62	2,92	3,52	1,99	2,50	2,42	2,62
Na_2O	3,50	3,52	3,03	4,50*	3,03	3,50	3,50	3,40
K_2O	4,94	4,52	4,16	2,94*	5,60	5,06	4,94	4,87
P_2O_5	0,16	0,12	0,11	0,08	0,18	0,17	0,17	0,14
H_2O^-	0,36	0,25	0,16	0,38	0,39	0,18	0,16	0,33
H_2O^+	0,01	0,77	0,90	0,06	0,45	0,21	0,28	0,53
SO_3	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,45	0,39	0,12	0,32
$S_{общ}$	0,10	»	»	»	Не опр.	Не опр.	Не опр.	—
CO_2	0,97	»	»	»	»	»	»	—
SrO	0,04	»	»	»	»	»	»	—
BaO	Не опр.	0,01	0,06	0,06	»	»	»	0,04
Сумма	100,09	99,96	100,14	99,80	100,09	100,12	100,05	100,13
d_v	2,67	Не опр.	Не опр.	Не опр.	2,62	2,62	2,64	2,64

Примечание. обр. 3171, скв. 159, гл. 250 *м* [Казицын, 1965]; обр. 5, левый борт пади Шахтама [Зуев, 1953]; обр. 6, правый борт пади Шахтама [Зуев, 1953]; обр. 544, район месторождения [Тихомиров и др., 1964]; обр. П—104, П—111, П—112, боковые породы жилы 5 [Пампура, Гормашова, 1964].

* В расчет среднего состава не включены.

Подробные сведения о петрологии шахтаминского массива содержатся в ряде специальных исследований [Шталь, 1952; Сидоренко, 1961; Тихомиров и др., 1964; Кузьмин и др., 1964], поэтому мы ограничимся лишь петрографо-минералогической характеристикой преобладающих пород массива (гранодиоритов), преимущественно служивших субстратом для процессов околожильного метасоматизма.

Таблица 25

Распределение редких элементов в породах Шахтаминского массива и вмещающих их аленуевских гранитах ($n \cdot 10^{-4}$ %)

Порода	Mo		Pb		Zn		Be		Li		Rb	
	Средн. арифм., n	Число анализов, p	n	p	n	p	n	p	n	p	n	p
Гранодиориты, граниты, адамеллиты [Кузьмин и др., 1964]	6,5*	39	24	33	38	33	2,3	34	34	19	167	19
Гранодиориты Шахтамы	1,5	15	—		—		—		—		—	
в том числе:												
микроклин	—	4	—		—		—		—		—	
биотит	1	3	—		—		—		—		—	
магнетит	10,5	1	—		—		—		—		—	
сфен	73,8	2	—		—		—		—		—	
Аленуевский гранит [Рабинович и др., 1958]	0,8	10	—		—		—		—		—	
Шахтаминский гранодиорит [Казицын и др., 1962]	~ 6	1	—		—		≤3,6	1	—		—	

* В отдельных частных определениях наблюдаются отклонения от среднего в 4—6 раз.

ВМЕЩАЮЩИЕ ПОРОДЫ

Гранодиориты Шахтаминского массива характеризуются неравномернозернистым строением, порфировидной (до порфировой в контактовых частях) структурой, непостоянным минеральным и химическим составом, то отвечающим составу нормальных гранитов, то отклоняющимся почти до граносиенитов. Эти колебания оцениваются разными исследователями примерно одинаково: плагиоклаз (андезин в центральных частях кристаллов, олигоклаз в краевых и в основной массе) 20—25%, калиевый полевой шпат (микроклин) 18—45%, кварц 12—30%, биотит 4 — 18%, амфибол 4—13%, акцессорные — сфен, магнетит, циркон — 0,5—2%.

Среднее содержание K_2O в гранитах, гранодиоритах и адамеллитах, согласно 20 определениям, равно 4,68%. Од-

нако наиболее распространенные породы массива, и в частности гранодиориты, характеризуются достаточно выдержанным минеральным составом: плагиоклаз (№ 25—33) 44%, микроклин 18%, кварц 25%, роговая обманка 7%, биотит 5%, акцессорные — сфен, магнетит, апатит, циркон — 1%.

Химический состав пород массива также достаточно постоянен, о чем свидетельствуют незначительные величины отклонений частных значений содержания породообразующих окислов от средних (табл. 24), иллюстрирующих состав гранитоидов в различных точках массива. Последнее обстоятельство является важным фактором правильности учета баланса вещества при метасоматозе. Такие вариации состава, свойственные даже породам сравнительно однородной „главной интрузивной фазы", являются, вероятно, следствием существенной роли процессов гибридизма в формировании массива и широкого проявления автометасоматических преобразований пород [Кузьмин и др., 1964].

Таким образом, минеральный и химический состав неизмененных боковых пород Шахтаминского месторождения достаточно постоянен и свидетельствует ($a = 13{,}5$; $в = 8{,}4$; $c = 3{,}1$; $c^1 = 10{,}6$; $m^1 = 38{,}2$; $n = 54{,}6$) о принадлежности их, согласно классификации А. Н. Заварицкого, к классу пересыщенных кремнеземом и богатых щелочами пород, заметно отклоняющихся от идеального гранодиорита в сторону граносиенита.

Не менее важным, с точки зрения познания вопросов металлогенической специализации, является знание закономерностей распределения элементов-примесей в породах и слагающих их первичных и метасоматических минералах. Согласно исследованиям ряда авторов [Рабинович и др., 1958; Казицын и др., 1962; Кузьмин и др., 1964], породы Шахтаминского массива и слагающие их минералы содержат постоянную примесь молибдена, свинца, цинка и других элементов (табл. 25). В целом же, по утверждению М. И. Кузьмина и др. [1964], наиболее детально изучавших этот вопрос, содержание свинца, цинка и в большинстве случаев молибдена практически не отличается от содержания этих элементов в неметаллоносных гранитоидах.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ РУДНОГО ПРОЦЕССА

Рудные тела Шахтаминского месторождения представлены серией сравнительно маломощных кулисообразно залегающих кварцевых и кварцево-карбонатных жил, имеющих преимущественно северо-западное и широтное простирание и круто падающих в южном направлении (рис. 14, 15). Формирование рудных жил, согласно исследованиям В. И. Сотникова [1961], происходило в два этапа, разделенных интрарудными дайка-

ми основного состава. В первый этап рудного процесса имело место формирование кварцево-турмалиновых, кварц-хлорит-магнетитовых и кварц-шеелитовых жил, имеющих подчиненное значение и практически не содержащих промышленного оруденения. Второй этап характеризуется образованием кварцевых, а также кварцево-карбонатных и карбонатно-халцедоновых жил, несущих основную массу молибденового и полиметаллического оруденения и сопровождающихся интенсивной гидротермальной проработкой боковых пород.

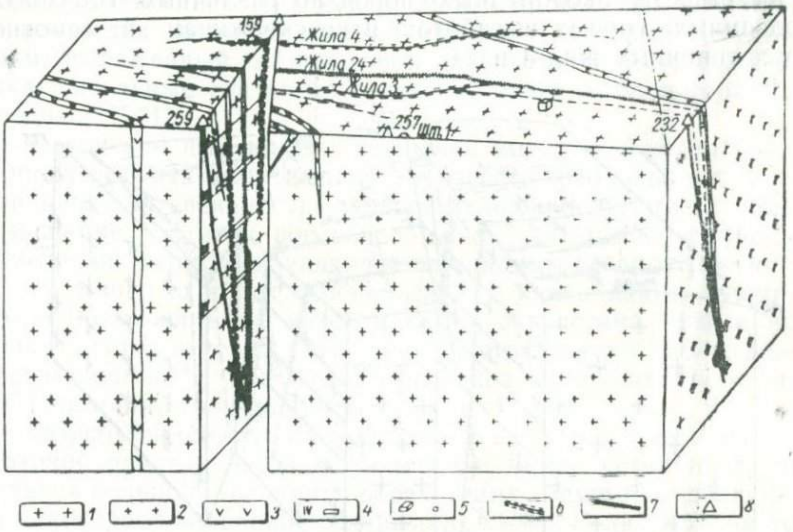


Рис. 14. Блок-диаграмма участка жил 3, 4, 24 месторождения Шахтама.

1—амфиболо-биотитовые граниты; *2*—гранит-порфиры; *3*—диоритовые порфириты; *4*—детальные разрезы в подземных выработках; *5*—горные выработки; *6*—кварцевые жилы с молибденитом; *7*—кварцево-карбонатные жилы с сульфидами; *8*—скважины колонкового бурения.

Несколько отличное и, вероятно, более строгое подразделение рудного процесса намечает В. И. Рехарский [1962], выделяющий 4 стадии: 1) кварцево-полевошпатовую; 2) кварцево-молибденитовую; 3) кварцево-карбонатно-сульфидную; 4) кальцит-халцедоновую. В. И. Рехарский также отмечает наличие закономерной связи определенных фаций изменения с определенными стадиями рудного процесса и элементов метасоматической зональности. При этом, в силу имеющего нередко место наложения более поздних стадий минерализации на более ранние, наблюдаются достаточно сложные соотношения различных минеральных парагенезисов в рудных

жилах и околорудных породах. В то же время для локализации последовательных стадий минерализации характерно смещение более поздних (и наиболее низкотемпературных) из них к северу. Наиболее полно карбонатно-полиметаллическая и карбонатно-халцедоновая стадии проявлены к северу от жилы 24, а к югу от нее (жила 3 и др.) полиметаллическая минерализация проявилась спорадически и в основном на глубоких горизонтах месторождения [Пампура, Гормашова, 1964].

В соответствии с этим автором будут подробно рассмотрены разрезы околорудных пород по различным горизонтам подземных горных выработок и по скважинам в основном двух типичных жил 3 и 24.

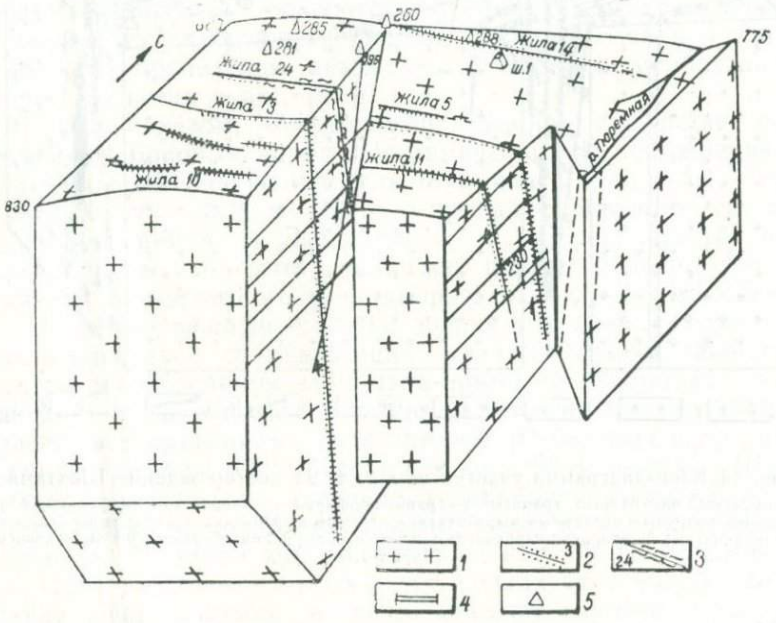


Рис. 15. Блок-диаграмма участка шахты 1 месторождения Шахтама.

1—амфиболо-биотитовые граниты; *2*—кварцево-молибденитовые жилы; *3*—кварц-карбонатно-сульфидные жилы; *4*—детальные разрезы; *5*—скважины колонкового бурения.

ИЗМЕНЕННЫЕ ПОРОДЫ

Среди продуктов постмагматической деятельности выделяются три группы образований: 1) породы автометасоматической стадии преобразования; 2) рудосопровождающие измененные породы (собственно околорудные породы); 3) метасоматические породы безрудных стадий минерализации.

Автометасоматические преобразования гранитоидов Шахтамы проявлены достаточно широко, что, впрочем, свойственно всем интрузиям умереннокислых гранитоидов Забайкалья, характеризующимся повышенной щелочностью [Тихомиров и др., 1964]. Преобладающим типом автометасоматических процессов является калиевый метасоматоз, проявляющийся с разной интенсивностью в пределах всего массива. Как отмечено рядом исследователей [Кузьмин и др., 1964], именно широким развитием процессов калиевого автометасоматизма объясняется возникновение сиенитовых и монцонитовых разностей пород Шахтаминского массива. Менее интенсивно (и только сопровождая калишпатизацию) проявлен натровый метасоматизм, выраженный в некоторой альбитизации микроклина в заключительные стадии автометасоматических процессов [Сидоренко, 1961].

Замещение плагиоклаза калиевым полевым шпатом в первичных породах Шахтаминского массива наблюдается с той или иной интенсивностью повсеместно; иногда имеет место замещение биотитом роговой обманки. Автометасоматические изменения, характеризующиеся площадным распространением, имеют много сходных особенностей с изменениями внешних фаций околожильных метасоматитов, вследствие чего в пределах месторождений практически отсутствуют совершенно „неизмененные", т. е. без признаков калишпатизации или биотитизации, гранодиориты.

Химизм процесса автометасоматического изменения достаточно прост — на фоне более или менее устойчивого поведения большинства породообразующих элементов наблюдается некоторое увеличение содержания калия. Если стать на точку зрения исследователей, считающих, что появление в числе пород массива разновидностей, приближающихся к сиенитам и монцонитам, обязано калиевому автометасоматизму, то можно оценить масштабы привноса этого элемента, пользуясь, например, данными определения содержания калия в породах массива, приведенными в работе М. И. Кузьмина и др. [1964]. Так, в адамеллитах, по сравнению с гранитами и гранодиоритами, содержание калия выше в 1,1 раза.

Если проследить поведение редких элементов в этих двух группах пород, то окажется, что содержание Rb, Be, Pb, Mo изменяется прямо пропорционально с изменением содержания калия, возрастая в адамеллитах соответственно в 1,2; 1,1; 1,1; 1,4 раза. Лишь содержание Li и Zn в адамеллитах ниже, чем в гранитах и гранодиоритах (соответственно 0,9; 0,9).

Следует заметить, что вывод о накоплении указанных элементов в обогащенных калием породах нельзя считать безусловным, так как известны и противоположные данные. Так, З. В. Студенникова и Л. И. Павленко [1960] на основа-

нии изучения щелочных пород Тувы и Кавказа пришли к заключению, что молибден в процессе калиевого метасоматизма частично выносится, а накапливается он в ходе натрового метасоматизма.

Рудосопровождающие метасоматиты Шахтамы отчетливо подразделяются на два минералогически и генетически различных типа в соответствии с двумя типами рудных жил (кварцево-молибденитовых и кварцево-карбонатно-сульфидных). Измененным породам, связанным с кварцево-молибденитовой стадией минерализации, посвящено обстоятельное и детальное исследование В. Д. Пампуры и Г. С. Гормашовой [1964]. Метасоматические изменения около кварц-карбонатно-сульфидных жил описаны В. Д. Пампурой и Г. Г. Афониной [1964], а также автором [Казицын, 1965].

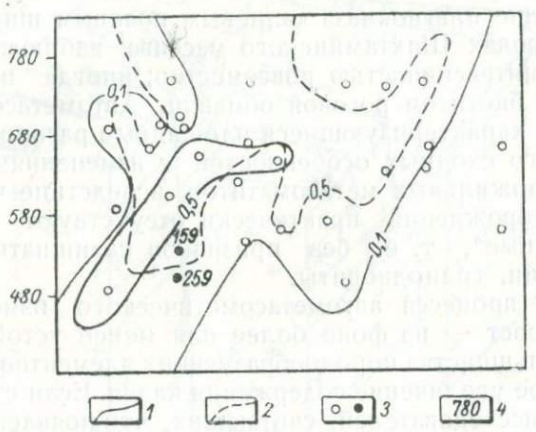


Рис. 16. Проекция жилы 3 (участок II, Шахтама) на вертикальную плоскость.

1—изолинии распределения молибдена (%); *2*—изолинии мощности жилы (*м*); *3*—скважины колонкового бурения, в том числе детально изученные; *4*—гипсометрические отметки (*м*).

Изменения боковых пород в той или иной степени свойственны всем рудным жилам и отдельным прожилкам месторождения. Они прослеживаются отчетливо на большом протяжении в погоризонтных разрезах и на всю вскрытую глубину жил (свыше 400 *м* от поверхности). Относительная мощность ореолов изменения, их зональность и минеральные ассоциации в первую очередь зависят от типа жилы и в меньшей мере от пространственного положения разреза (в центре жилы или на выклинивании ее). Для кварцево-молибденитовых жил (например, жила 3, участок 1; жила 4 и 5 и др.)

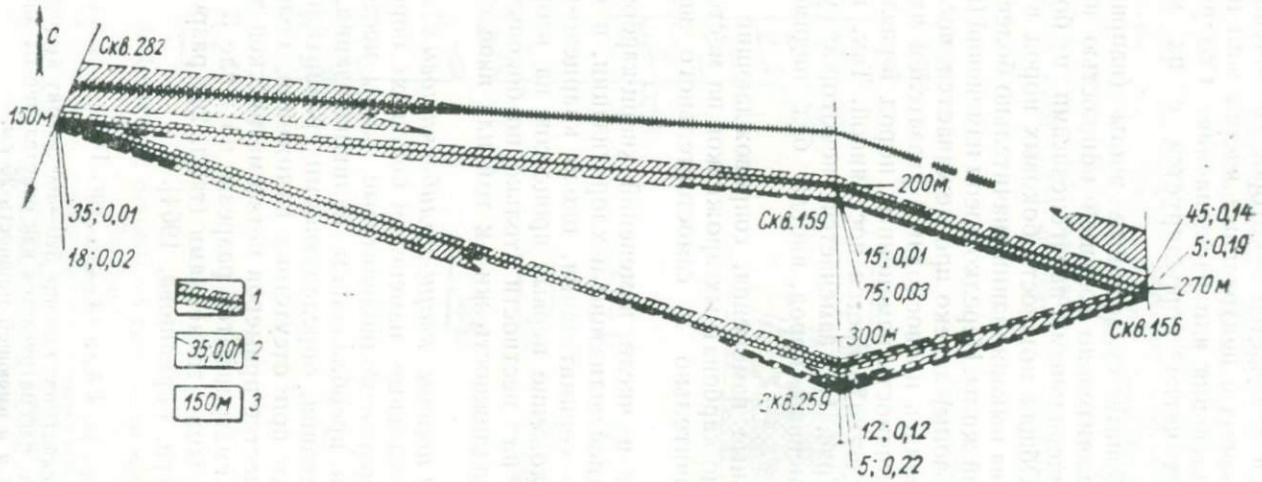


Рис. 17. Сводная схема распространения измененных пород около жилы 24. Проекция на вертикальную плоскость.

1—жила и ореолы изменений около нее; *2*—мощность жилы (*см*) и содержание молибдена (%); *3*—глубина подсечения (*м*).

мощность измененных пород как в висячем, так и в лежачем боках составляет 0,5—2,0 мощности жилы.

В ряде случаев намечается некоторое увеличение мощности измененных пород в центральных частях жил и особенно в местах их сочленения или расщепления. Содержание молибдена в жилах четко коррелируется с их мощностью (рис. 16).

Кварцево-карбонатно-сульфидные жилы (например, жила 24) отличаются значительно большей мощностью измененных пород, иными минеральными парагенезисами и более сложным строением. Общая мощность боковых пород в этом случае в 5—10 раз, а на выклинивании значительно более превышает мощность самой жилы. Нередко ореол изменений (преимущественно внешние зоны) далеко прослеживается после выклинивания жил, являясь превосходным указателем их близости. Относительная мощность измененных пород в различных боках жил не всегда сохраняется постоянной. Так, в лежачем боку жилы 24 (рис. 17) замечается некоторое увеличение мощности измененных пород, иногда без видимой связи с жилой.

Гидротермальные изменения, сопровождающие безрудную стадию халцедоно-карбонатных прожилков на месторождении, проявлены незначительно и самостоятельного значения не имеют.

Преобладание в числе изменений кварц-карбонатно-сульфидных жил гидрослюдизации и хлоритизации, в отличие от калишпатизации—серицитизации, около кварцево-молибденитовых жил и наложение первых процессов на вторые позволяет визуально на местности только по боковым породам определять принадлежность жил к той или иной стадии рудного процесса.

Околорудные породы кварц-молибденитовых жил Шахтамы. Гидротермальные изменения боковых пород, сопровождающие кварцево-молибденитовые жилы месторождения, характеризуются преобладанием калишпатизации, серицитизации и окварцевания, определяющими сравнительно простое строение колонки при отсутствии наложения более поздних процессов. В качестве примеров метасоматической зональности этого типа рассматриваются разрезы по жиле 3 (рис. 18), а также с некоторыми уточнениями (табл. 26) разрезы по жилам 4, 5 [Пампура, Гормашова, 1964].

Разрез 281, рис. 18

Скважина подсекает на глубине 320—360 *м* зону кварцевых жилок и прожилков, которая рассматривается как ответвление от жилы 3, вскрытой на глубине 406 *м* и имеющей мощность 25 *см*.

Зона прожилков кварца с молибденитом (2—3 прожилка на 1 *м* керна при средней мощности 0,5 *см*) наиболее отчетлива в интервале 350—360 *м*. Прожилки залегают в слабо измененных гранодиоритах, где роговая обманка, а иногда и биотит заметно осветлены, насыщены „сыпью" магнетита, частично карбонатизированы и хлоритизированы. Кристаллы плагиоклаза соссюритизированы в центральных частях и имеют кайму альбита по периферии. На фоне этого слабого изменения вблизи прожилков (2—3 *см*) роговая обманка псевдоморфно замещена агрегатом мелкочешуйчатого слабоплеохроирующего биотита. Заметно возрастает количество калиевого полевого шпата. Сфен отсутствует, на месте его кристаллов — агрегаты мелкозернистого рутила. Непосредственно в зоне контакта кварцево-молибденитовых прожилков порода сложена калиевым полевым шпатом, кварцем и биотитом. Плагиоклаз повсеместно замещен калиевым полевым шпатом.

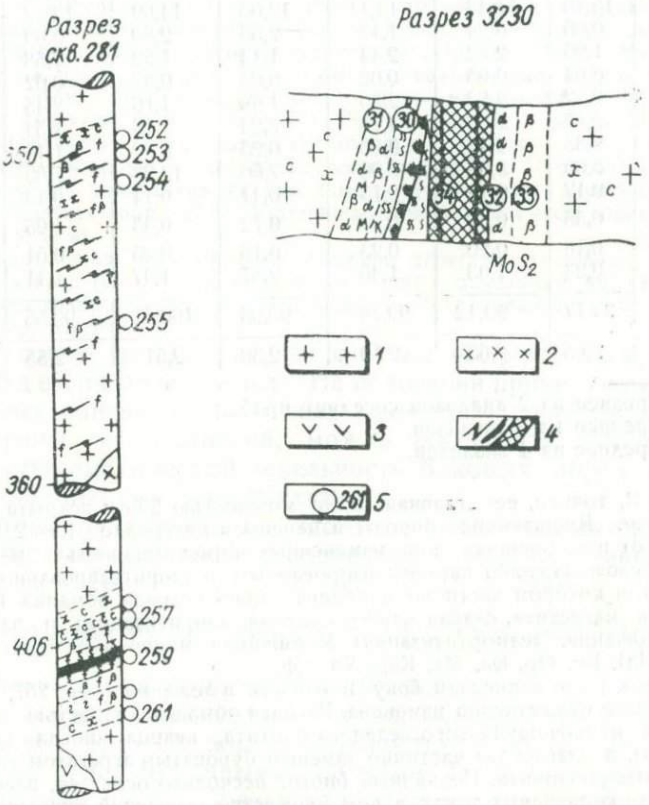


Рис. 18. Детальные разрезы по скважинам месторождения Шахтама.

1—амфиболо-биотитовые гранодиориты; *2*—гранит-порфиры; *3*—микродиориты; *4*—кварцевые и кварц-карбонатные жилы с изменениями около них в виде карбонатизации (*c*), хлоритизации (*x*), фельдшпатизации (*f*), гидрослюдизации (*z*), серицитизации (*s*), сванбергитизации (*ss*), монтмориллонитизации (*м*), каолинизации (*к*), окварцевания (*o*), адуляризации (*a*), нонтронитизации (*н*), биотитизации (*b*); 5—место взятия пробы и ее номер.

Таблица 26

Химический состав пород, вмещающих кварцево-молибденитовые жилы Шахтамы (по данным Пампуры и Гормашовой, 1964)

Компоненты	Зоны						
	0—неизмененные породы	I—слабая карбонатизация*	II—биотитизация	III—флогопитизация и калишпатизация	IV-а—калишпатизация**	IV-б—серицитизация***	IV-в—окварцевание
SiO_2	67,14	66,35	66,22	67,60	61,92	65,82	70,68
TiO_2	0,46	0,43	0,42	0,42	0,53	0,49	0,42
Al_2O_3	15,46	14,43	13,11	12,05	14,69	13,98	12,02
Fe_2O_3	0,96	0,94	1,17	2,55	2,80	0,69	0,67
FeO	1,96	2,32	2,44	1,14	1,52	2,58	2,10
MnO	0,04	0,03	0,02	0,03	0,02	0,02	0,04
MgO	2,22	2,53	2,39	1,68	1,16	2,45	1,55
CaO	2,12	2,26	1,76	2,24	1,16	1,54	1,70
Na_2O	3,33	2,45	0,50	0,25	0,60	1,15	0,24
K_2O	5,00	5,60	9,00	7,66	13,23	7,65	6,30
P_2O_5	0,12	0,13	0,13	0,11	0,14	0,13	0,10
H_2O^+	0,55	0,43	0,93	0,72	0,33	1,05	1,26
H_2O^-	0,18	0,20	0,23	0,16	0,25	0,51	0,63
CO_2	0,23	1,03	1,46	2,37	1,97	1,41	2,40
Сумма	99,77	99,12	99,78	99,98	100,31	99,55	100,11
d_v	2,65	2,65	2,50	2,50	2,51	2,55	2,55

* Среднее из 2 анализов соседних проб.
** Среднее из 6 анализов.
*** Среднее из 4 анализов.

Жила 3, точнее, ее „главная ветвь" мощностью 25 *см* вскрыта на глубине 406 *м*. Вмещающие породы изменены в интервале 1,9—2,0 *м* в обе стороны от нее. Внешняя зона измененных пород мощностью 90 *см* (обр. 256, 261) сложена слабо карбонатизированным и хлоритизированным гранодиоритом, в котором частично изменена лишь роговая обманка (осветление, сыпь магнетита, слабая карбонатизация, хлоритизация) и плагиоклаз (соссюритизация, деанортитизация). Устойчивая минеральная ассоциация: (Амф), (Пл), Би, Ор, Кв, Мт, Кар, Хл, Сф.

Ближе к жиле в висячем боку и отчасти в лежачем (обр. 257, 258, 260) порода более существенно изменена. Роговая обманка полностью замещена агрегатом мелкочешуйчатого зеленого биотита, кварца, иногда карбоната (анкерита), а плагиоклаз частично замещен буроватым агрегатом гидрослюды и монтмориллонита. Первичный биотит несколько осветлен, плеохроирует в светло-коричневых тонах, в нем множество скоплений окислов железа. По плагиоклазу развивается гематит. Состав зоны определяется наличием следующей минеральной ассоциации: Аб, Ор, Кв, Би, Кар, Гс, Гм, Лк.

Внутренняя зона измененных пород (обр. 259) сложена ортоклазом, серицитом и кварцем с прожилками кальцита, многочисленными включениями идиоморфных кристаллов пирита (обр. 210). Присутствует рутил, а также первичные циркон и апатит, сохраняющиеся без существенного изменения во всех зонах. Минеральная ассоциация зоны: Ор, Кв, Сер, Ка, Пт, Ру.

Представления о преобразовании химического состава гранодиоритов дает серия химических анализов (табл. 26), заимствованных нами из работы В. Д. Пампуры и Г. С. Гормашовой [1964].

Разрез 3230 (жила 3, горизонт III, участок шахты 1, восточный фланг)

Кварцево-молибденитовая жила имеет здесь мощность 20 *см* и осложнена в северном боку карбонатно-сульфидным прожилком мощностью 4 *см*. Жила сложена молочно-белым кварцем с тонкими прожилками молибденита вдоль контактов и с выделением карбоната в центре. Мощность измененных пород около жилы невелика — уже на расстоянии 80 *см* от жилы наблюдается неизмененный гранодиорит обычного для месторождения состава.

В интервале 20—80 *см* от жилы гранодиорит слабо изменен: роговая обманка обесцвечена, частично замещена карбонатом и содержит „сыпь" мелких кристалликов магнетита. Сфен сохраняется, покрываясь „корочкой" лейкоксена (обр 31). Устойчивая ассоциация: Пл, Би, Ор, Кв, Мт, Кар, Сф.

Ближе к жиле (интервал 10—30 *см*) роговая обманка нацело замещена биотитом, сфен — рутилом. Плагиоклаз лишь незначительно замещается калиевым полевым шпатом (обр, 33). Устойчивы: Пл, Ор, Кв, Би, Гм, Ру.

В интервале 5—10 *см* плагиоклаз полностью замещен калиевым полевым шпатом, остаются лишь редкие реликты альбита. Происходит некоторое увеличение количества кварца, заметно уменьшается количество вторичного гематита (обр. 32 *б*). Устойчивая минеральная ассоциация: Ор, Кв, Би, Аб, Ру, (Гм).

Приконтактная зона (0—5 *см*) сложена агрегатом калиевого полевого шпата и кварца (обр. 32 *а*), появляется пирит и отдельные чешуйки серицита, имеет место прожилковое окварцевание. Устойчивая минеральная ассоциация: Ор, Кв, Ру, Пт.

Типовая колонка боковых пород кварцево-молибденитовых жил. На основании приведенных выше детальных описаний частотных разрезов, с учетом данных предыдущих исследований, можно обосновать обобщенную схему метасоматической зональности боковых пород кварцево-молибденитовых жил Шахтамы.

0. Зона неизмененных гранодиоритов характеризуется следующей минеральной ассоциацией и равнообъемной формулой: Амф, Пл, Ми, Кв, Би, Сф, Мт; $d_v = 2{,}65$:

$$Si_{178}\,Ti_1\,Al_{48}\,Fe^{\cdots}_4\,Fe^{\cdot\cdot}_4\,Mn_{0,1}\,Mg_9\,Ca_6\,Na_{17}\,K_{17}\,(OH)_{10}\,(CO_2)_1\,P_{0,3}\,O_{450}.$$

I. Зона слабой карбонатизации располагается на периферии тел околорудных метасоматитов, обладает наибольшей по сравнению с другими зонами мощностью и обычно нечеткими границами с неизмененными породами. В пределах месторождения трудно найти образец гранодиорита, не затронутого в той или иной степени слабой карбонатизацией.

Минеральные преобразования в пределах этой зоны состоят в обесцвечивании (актинолитизации) роговой обманки, „сбрасывающей" железо и понижающей вследствие этого показатель преломления ($Ng = 1{,}660$; $Np = 1{,}640$). Помимо актинолитизации роговая обманка частично замещается карбонатом

(анкеритом Nm = 1,705), а также хлоритом, а иногда кварцем. Все другие минералы породы, включая сфен, устойчивы, лишь в центральных частях кристаллов плагиоклаза возрастает соссюритизация (появление агрегата тонкозернистого карбоната и серицита), что свидетельствует о неустойчивости в этой зоне анортитовой составляющей. Минеральный парагенезис зоны и равнообъемная формула породы следующие: Аб, Ми, Кв, Амф, Би, Кар, Хл, Сф, Мт; $d_v = 2{,}65$;

$$Si_{176}\,Ti_1\,Al_{45}\,Fe^{\cdots}_2\,Fe^{\cdot\cdot}_5\,Mn_{0,1}\,Mg_{10}\,Ca_6\,Na_{13}\,K_{19}\,(OH)_8\,(CO_2)_4\,P_{0,3}\,O_{445}.$$

II. Зона биотитизации обладает мощностью, обычно соизмеримой с мощностью жилы, прослеживается на всем протяжении жил и характеризуется замещением амфибола биотитом, несколько отличающимся от первичного зеленоватым цветом и меньшим показателем преломления (Nm = 1,635). Раскисленный плагиоклаз частично замещается ортоклазом, сфен рутилом, а магнетит гематитом. В числе новообразованных минералов присутствуют также карбонат (анкерит), хотя количество его меньше, чем в предыдущей зоне. Минеральный парагенезис зоны: Аб, Ор, Кв, Би, Кар, Гм, Ру. Равнообъемная формула породы ($d_v = 2{,}50$):

$$Si_{166}\,Ti_1\,Al_{39}\,Fe^{\cdots}_2\,Fe^{\cdot\cdot}_5\,Mn_{0,1}\,Mg_9\,Ca_5\,Na_2\,K_{29}\,(OH)_{16}\,(CO_2)_5\,P_{0,3}\,O_{415}.$$

III. Зона флогопитизации и калишпатизации имеет мощность, варьирующую от 0,2 — 0,3 мощности жилы до мощности, в несколько раз превышающей мощность жилы (на выклинивании). Отличительной особенностью этой зоны является полное исчезновение плагиоклаза, замещенного калиевым полевым шпатом. Псевдоморфозы по роговой обманке сложены слабо плеохроирующим биотитом. Первичный биотит также заметно обесцвечивается. Сфен замещен рутилом, а магнетит пиритом. Карбонат отсутствует. Структура первичной породы уже в значительной степени нарушена. Минеральный парагенезис зоны: Ор, Би, Кв, Пт, Ру. Равнообъемная формула породы ($d_v = 2{,}50$):

$$Si_{169}\,Ti_1\,Al_{36}\,Fe^{\cdots}_5\,Fe^{\cdot\cdot}_2\,Mn_{0,1}\,Mg_6\,Ca_6\,Na_2\,K_{25}\,(OH)_{12}\,(CO_2)_8\,P_{0,2}\,O_{418}.$$

IV. Зона калишпатизации, серицитизации и окварцевания проявляется дифференцированно в зависимости от пространственного расположения в центре или на выклинивании жилы. Возле центральных частей жил зона подразделяется на три подзоны: окварцевания, серицитизации и адуляризации, последовательно сменяющих друг друга по мере удаления от жилы. На выклинивании имеет место выпадение подзон окварцевания и серицитизации; непосредственно в

контакте с жилой распространена адуляризация, что и приводит к кажущемуся увеличению роли калишпатизации по мере уменьшения мощности рудных жил. В подзоне преобладающей калишпатизации (адуляризации) все первичные минералы (за исключением кварца) исчезают и порода состоит из агрегата адуляра и кварца с небольшим участием серицита и примесью рутила, пирита, циркона и апатита. Структура первичной породы нарушена. Псевдоморфозы по первичным минералам распознаются с трудом, лишь по скоплениям рудной пыли, а иногда по повышенному количеству апатита и циркона угадываются контуры кристаллов роговой обманки и биотита. Гематит замещен пиритом, который развивается как псевдоморфно по кристаллам гематита, так и самостоятельно в виде идиоморфных пентагондодекаэдрических кристаллов.

Минеральный парагенезис подзоны: Ад, Кв, (Сер), Пт, Ру. Равнообъемная формула породы из подзоны адуляризации ($d_v = 2{,}51$):

$$Si_{156}\,Ti_1\,Al_{44}\,Fe^{'''}_5\,Fe^{''}_3\,Mn_{0,1}\,Mg_4\,Ca_3\,Na_3\,K_{42}\,(OH)_6\,(CO_2)_7\,P_{0,3}\,O_{415}.$$

Качественно сходный состав имеют зоны преобладающей серицитизации и окварцевания с тем лишь различием, что в первой из них резко возрастает количество серицита (иногда и пирита). Устойчивая минеральная ассоциация подзоны: Кв, Сер, (Ор), Пт, Ру. Равнообъемная формула породы ($d_v = 2{,}55$):

$$Si_{168}Ti_1Al_{42}Fe^{'''}_1Fe^{''}_6\,Mn_{0,1}Mg_9Ca_4Na_6K_{25}(OH)_{18}(CO_2)_5P_{0,3}O_{420}.$$

Во второй подзоне калиевый полевой шпат (адуляр) присутствует лишь в реликтах, количество серицита невелико и порода сложена преимущественно мелкозернистым кварцем с небольшим количеством сульфидов и рутила. Минеральный парагенезис зоны: Кв, (Сер), Ор, Пт, Ру. Равнообъемная формула породы ($d_v = 2{,}55$):

$$Si_{181}\,Ti_1\,Al_{36}\,Fe^{'''}_1\,Fe^{''}_5\,Mn_{0,1}\,Mg_6\,Ca_5\,Na_1\,K_{21}\,(OH)_{22}\,(CO_2)_8\,P_{0,2}\,O_{406}.$$

Сходный характер разрезов измененных пород около кварцево-молибденитовых жил обнаружили В. Д. Пампура и Г. С. Гормашова [1964]. Согласно их наблюдениям, последовательность изменения боковых пород около кварцево-молибденитовых жил 5 и 6 представлена колонками двух типов: либо колонкой с интенсивным развитием зон окварцевания и серицитизации, либо колонкой с интенсивным развитием калишпатизации, в которой во внутренних зонах существенно преобладает калиевый полевой шпат. Авторы рассматривают эти две колонки изолированно, что вряд ли целесообразно, учитывая их же данные, свидетельствующие о том, что ми-

нимальное количество калиевого полевого шпата в колонке серицитизации не опускается ниже 40%, а количество серицита в колонке калишпатизации достигает 15—20%.

При выводе идеализированной схемы метасоматической колонки (табл. 27) и установлении порядка перехода компонентов в подвижное состояние необходимо учитывать дифференцированность замещения роговой обманки, плагиоклаза и биотита, вследствие чего условно рассматривать их как многофазные системы [Казицын, 1962].

Таблица 27

Идеализированная схема метасоматической колонки около кварцево-молибденитовых жил Шахтамы

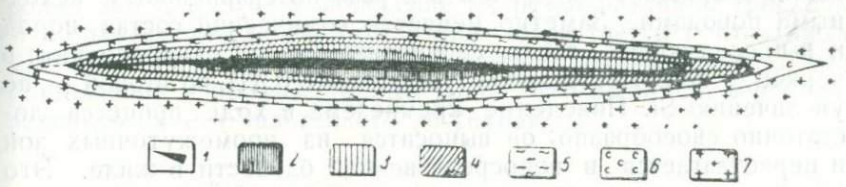
Фазы и компоненты	Зоны						
	0—неизмененная порода	I—слабая карбонатизация	II—биотитизация	III—флогопитизация и калишпатизация	IV		
					а — калишпатизация	*б*—серицитизация	*в*—окварцевание
Минеральные парагенезисы	—	Альбит	Альбит	—	—	—	—
	Плагиоклаз	—	—	—	—	—	—
	Микроклин	Микроклин	Калиевый полевой шпат	Калиевый полевой шпат	Адуляр	Серицит	—
	Амфибол	Актинолит					
	Биотит	Биотит	Флогопит	Флогопит	Серицит	—	—
	Кварц	Кварц	Кварц	Кварц	Кварц	Кварц	Кварц
	Сфен	Сфен	Рутил	Рутил	Рутил	Рутил	Рутил
	Магнетит	Магнетит	Гематит	Пирит	Гематит	Пирит	Пирит
	—	Карбонат	—	—	—	—	—
Инертные и избыточные компоненты	Ti, Al, Si, K, Na, Mg, Fe^{III}, Fe^{II}, Ca	Ti, Al, Si, K, Na, Mg, Fe^{III}, Fe^{II}	Ti, Al, Si, K, Na, Mg, Fe^{III}	Ti, Al, Si, K, Na, Mg, S	Ti, Al, Si, K	Ti, Al, (K), S	Ti, Si, S

Идеализированная метасоматическая колонка отражает закономерное уменьшение сосуществующих фаз в направлении от вмещающей породы к жиле. Это уменьшение в основном на одну фазу при переходе от зоны к зоне определяется последовательным переходом в подвижное состояние одного из компонентов в соответствии с требованием правила фаз.

Суммируя наблюдения, можно наметить графическую схему горизонтальной зональности околорудных метасоматитов кварцево-молибденитовых жил Шахтамы (рис. 19). Как следует из этой схемы, различия частных разрезов в централь-

ном сечении жилы и на ее выклинивании, приводящие к кажущемуся преобладанию на флангах калишпатизации, являются результатом выпадения центральной зоны (или зон) вследствие общего выклинивания тела метасоматитов.

Вертикальная зональность метасоматической колонки в пределах изученных глубин сходна с горизонтальной — выпадение на выклинивании жил внутренних зон околорудных изменений.



Рис, 19. Схема горизонтальной зональности околорудных измененных пород кварцево-молибденитовых жил месторождения Шахтама.

1—кварцево-молибденитовая жила; зоны: *2*—серицитизации, *3*—адуляризации, *4*—флогопитизации, *5*—биотитизации, *6*—слабой карбонатизации; *7*—неизмененный гранит.

Химизм формирования метасоматической колонки около кварцево-молибденитовых жил. Общая направленность изменения химизма при формировании рассматриваемой колонки, как это следует из сопоставления равнообъемных формул пород зон, определяется выносом кальция, магния, а также натрия, устойчивым поведением алюминия, привносом калия, и гидроксильной группы, и углекислоты. Причем, если калий привносится во все зоны, а особенно интенсивно во внутренние и промежуточные, то привнос гидроксильной группы особенно ощутим во внутренних зонах (исключая зону окварцевания). Углекислота распределена относительно равномерно во всех зонах измененных пород, что связано, вероятно, в значительной мере с наложенным характером карбонатизации.

Основные особенности зональности рассматриваемых измененных пород, как это следует из анализа их минеральных парагенезисов, определяются изменением числа сосуществующих фаз в результате последовательного перехода компонентов в подвижное состояние. Этот переход с помощью химического анализа устанавливается лишь для таких компонентов, как Na, K и (OH). В то же время переход в подвижное состояние Ca, Mg, $Fe^{\cdot\cdot}$ $Fe^{\cdot\cdot\cdot}$ почти не отражается в изменении химического состава, так как они, освобождаясь из одних фаз, фиксируются в других, новых фазах.

Так, например, кальций первым переходит в подвижное состояние, освобождаясь из плагиоклаза, сфена и роговой об-

манки, но из зоны реакции он не удаляется, а входит в состав карбоната. Поэтому в отношении изменения химического состава граница между зонами 0 и I не имеет достаточной четкости. То же самое относится к железу и магнию.

Зато натрий совершенно четко маркирует границу между зоной слабой карбонатизации и биотитизации, так как его количество сокращается при этом переходе в 3 раза. Достаточно отчетливо выступает и граница между следующей по направлению к жиле зоной (калишпатизации), где количество калия возрастает более чем в 2 раза по сравнению с исходными породами. Заметно меняется химический состав пород и в последующих зонах серицитизации и окварцевания: в первой — по существенному увеличению (OH), во второй — по увеличению Si. Поведение кремнезема в ходе процесса достаточно своеобразно: он выносится из промежуточных зон и переотлагается в непосредственной близости в жиле. Это широко известное и многократно описанное в литературе явление [Карякин, 1958; Boyle, 1960, и др.] необходимо учитывать при оценке роли переотложенного кремнезема в рудных жилах. В данном случае при сравнительно скромной мощности рудных жил (20—40 *см*) количество вынесенного кремнезема из зоны I — IV в несколько раз превышает количество его, отложенное в жилах.

Наконец, весьма важное генетическое и поисковое значение имеет изменение зональности боковых пород по простиранию и падению жил. Тот факт, что на выклинивании жил преобладающее значение имеет зона IV а, характеризующаяся большим привносом калия, а в участках большой мощности — зона IV б (большой привнос OH), казалось бы, свидетельствует о различии в составе гидротермальных растворов. Однако, если обратить внимание на то обстоятельство, что большей мощности жил соответствует более „продвинутый" фронт изменений и больший количественный вынос из боковых пород кремнезема, то откроется возможность поставить вопрос о взаимосвязи этих явлений. Так или иначе, а слабое развитие в центральных частях зоны калишпатизации и, наоборот, выпадение на выклинивании их серицитовой фации — важный рудоконтролирующий фактор.

Формирование рассматриваемой колонки определяется следующим комплексом реакций замещения, происходящих в условиях привноса калия, гидроксила, углекислоты, выноса натрия и кремния и устойчивого поведения алюминия:

$$0 - I - Амф + Сф + Пл \rightarrow Тр, Лк, Аб, Кар.$$
$$I - II - Тр + Кар \rightarrow Би.$$
$$II - III - Аб + Би \rightarrow Ор + Фл.$$
$$III - IV - Фл + Ор \rightarrow Сер + Ад.$$

В ходе метасоматического преобразования боковых пород кварцево-молибденитовых жил элементы-примеси пород, и в частности рудообразующие элементы, испытывают значительные перемещения по зонам. Изменение в их содержании нередко превышает 2 порядка, вследствие чего они достаточно определенно фиксируются спектральным анализом (точность 1/3 порядка). Если в неизмененном гранодиорите содержания Mo, Pb, Zn группируются в интервале $n \cdot 10^{-4}$, $n \cdot 10^{-3}$% (см. табл. 25), а содержание Cu, Sr, Ba отвечает $2 \cdot 10^{2}$%, то в породах зон I, II, III, IV поведение их резко различно (рис. 20).

Количество молибдена отчетливо возрастает в центральных зонах (калишпатизации, серицитизации и окварцевания), без уменьшения в промежуточных зонах, что является, вероятно, результатом его эндогенного рассеяния*.

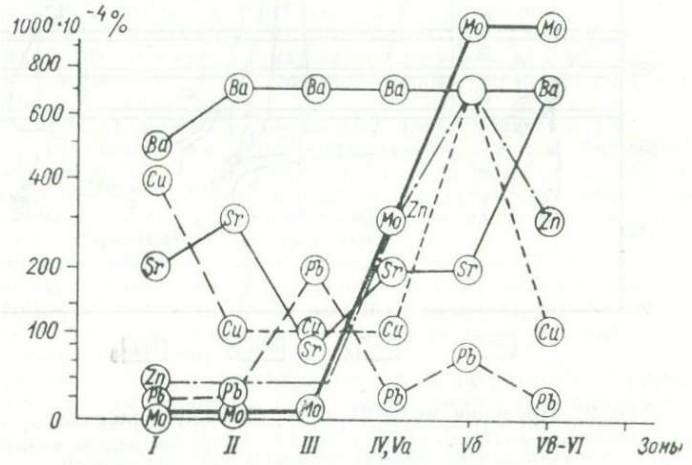


Рис. 20. Содержание элементов-примесей в околорудных метасоматитах кварцево-молибденитовых жил месторождения Шахтама.

По оси абсцисс — зоны типовой колонки, по оси ординат — содержание примесей.

Иным поведением характеризуется цинк, содержание которого в зонах 0, I, II находится за пределами чувствительности спектрального анализа, но заметно возрастает в зонах калишпатизации и серицитизации. Возле жилы его содержание вновь снижается.

Свинец испытывает тенденцию к накоплению в зонах биотитизации и серицитизации, а непосредственно в контакте с жи-

* Автор не учитывает самой кварцево-рудной жилы, из которой происходит извлечение металла. (*Прим. ред.*)

лой его содержание не превышает уровня неизмененных пород.

В отличие от перечисленных элементов медь, а отчасти хром и кобальт (на диаграмме последние не указаны) характеризуются пониженным содержанием во внешних зонах изменения, что может свидетельствовать о их выносе и частичном переотложении.

Наконец, представляет интерес поведение стронция и бария — этих двух геохимически сходных элементов. Если содержание бария, повысившись уже в самой внешней зоне, остается в дальнейшем постоянным, то содержание стронция отчетливо убывает в зоне биотитизации и возрастает лишь в непосредственном контакте с жилой.

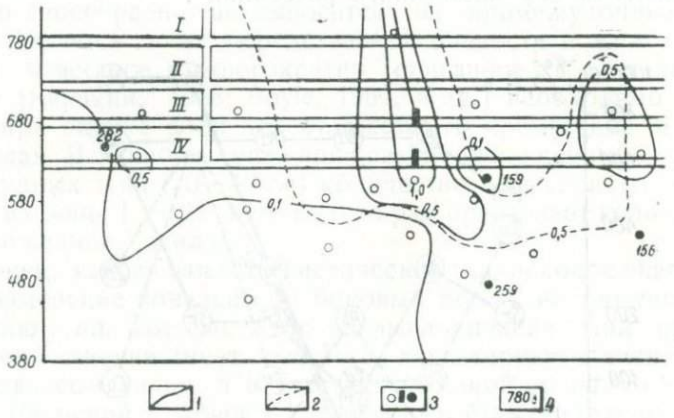


Рис. 21. Проекция жилы 24 на вертикальную плоскость.

1—изолинии распределения молибдена (%); *2*—изолинии мощности жилы (*м*); *3*—места подсечения жилы скважинами и детальные разрезы; *4*—гипсометрические отметки (*м*).

Таким образом, элементы-примеси измененных пород рассматриваемой колонки в первом приближении разделяются на две группы: с одной стороны — элементы, испытывающие эндогенное рассеяние (Mo, Ba), с другой — перераспределяющиеся в пределах различных зон (Pb, Zn, Cu, Sr).

Околорудные породы кварц-карбонатно-сульфидных жил Шахтамы. Изменение боковых пород в связи с кварц-карбонатно-сульфидной стадией рудного процесса особенно широко проявлены на месторождении и не только из-за обилия соответствующих жил, но и вследствие более сложного строения и большей мощности зон околорудных преобразований. Главной отличительной чертой процесса является относительная его низкотемпературность, о чем свидетельствует

существенное преобладание явлений гидрослюдизации, а также отчетливое проявление сванбергитовой фации [Казицын, 1965].

Гидротермальные изменения этой стадии нередко далеко продолжаются на простирании жил после их выклинивания, вследствие чего соотношения мощностей измененных пород и рудных жил колеблются в широких пределах. Изучение минеральных ассоциаций метасоматической колонки этого типа, а также особенностей ее эволюции по простиранию и падению рудных тел выполнены на примере жилы 24 (см. рис. 14, 15), вскрытой на всем ее протяжении многочисленными скважинами и четырьмя горизонтами подземных горных выработок (рис. 21).

Разрез 282 (рис. 22)

Скважина подсекает до 5 мощных тел гидрослюдизации, в число которых входит и ореол околорудных измененных пород жилы 24 (155—165 *м*). Для обоснования схемы метасоматической зональности было изучено пять детальных разрезов по керну скважин и горных выработок, описание которых приводится ниже.

Неизмененные породы представлены гранодиоритами Шахтаминского массива и сложены, как обычно, плагиоклазом, кварцем, биотитом, амфиболом, сфеном и магнетитом (обр. 59). На глубине 156 *м* в них залегает дайка микродиоритов. Здесь наблюдаются первые признаки изменения: роговая обманка слегка карбонатизирована, а в плагиоклазе по трещинкам развивается карбонат и хлорит (обр. 60).

Наименее измененные микродиориты на глубине 157 *м* (обр. 61) уже не содержат первичного амфибола, который замещен агрегатом мелкочешуйчатого биотита, карбоната и хлорита. Плагиоклаз сохраняется, он исчезает лишь в следующей по направлению к жиле зоне, где по нему развивается монтмориллонит-нонтронит.

В промежутке между дайкой измененных диоритовых порфиритов и жилой (обр. 63) гранодиориты гидрослюдизированы и карбонатизированы. Псевдоморфозы по роговой обманке сложены преимущественно карбонатом и небольшим количеством гидрослюды (серицита) и кварца, а псевдоморфозы по плагиоклазу — серицитом, карбонатом и редкими кристалликами сванбергита. Калиевый полевой шпат и биотит сохраняются.

Ближе к жиле биотит исчезает, замещаясь серицитом и карбонатом, появляется пирит. Калиевый полевой шпат остается устойчивым до самой призальбандовой части жилы, где он замещается серицитом и кварцем.

В лежачем боку последовательность изменения обратная — от серицитизации (обр. 65, 66) через гидрослюдизацию и сванбергитизацию к хлоритизации и нонтронитизации (обр. 67, 68). На выходе из пределов околожильных пород наблюдается слабая карбонитизация в гранодиоритах и гранит-порфирах (обр. 69).

Разрез 3220 (III горизонт, подземная выработка, центральная часть жилы 24, рис. 22, табл. 28)

Жила имеет мощность 35 *см*, сложена молочно-белым кварцем с карбонатным прожилком в осевой части. Рудная минерализация представлена в основном пиритом и молибденитом с весьма небольшой примесью сфалерита и галенита. Жила залегает вертикально в гранодиоритах на контакте с

дайкой (мощность 40 *см*) диоритового порфирита. Боковые породы интенсивно изменены на расстояние до 3—4 *м* в обе стороны.

В самой внешней зоне изменения в гранодиоритах наблюдаются признаки слабой карбонатизации, затрагивающей лишь роговую обманку, сфен и частично плагиоклаз. Ближе к жиле (обр. 22) происходит замещение роговой обманки зеленоватым биотитом (Nm = 1,648) и карбонатом (Nm=1,700). Сфен замещен лейкоксеном. В породе развивается новообразованный калиевый полевой шпат (Шл. 22).

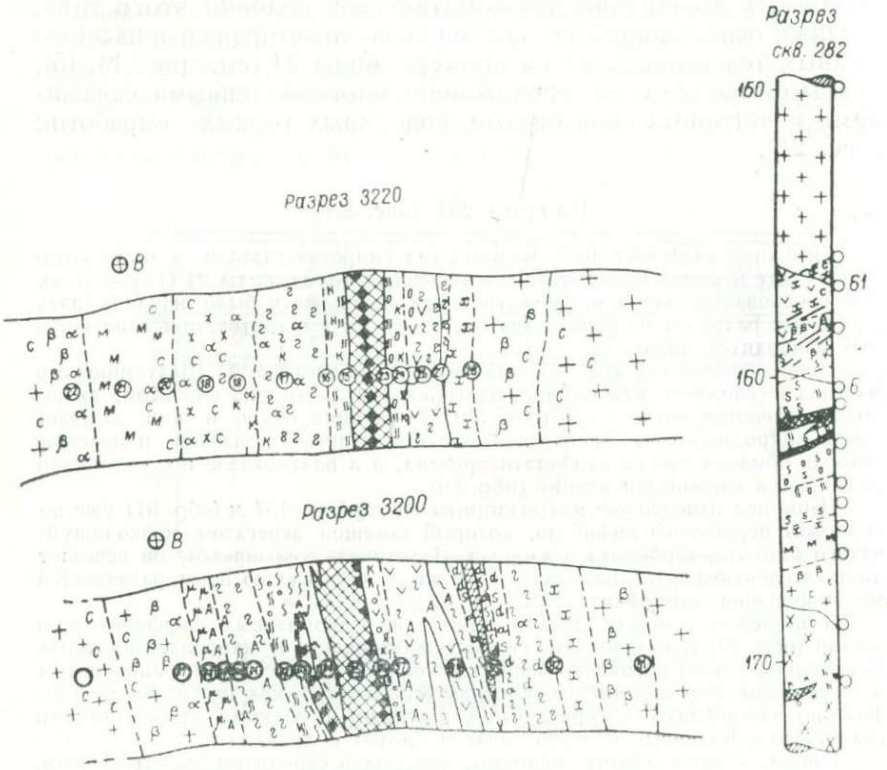


Рис. 22. Детальные разрезы околорудных пород жилы 24 месторождения Шахтама.

Условные обозначения см. на рис. 18.

На расстоянии 1,5 — 2,3 *м* от жилы (обр. 21, 20) плагиоклаз породы полностью замещается агрегатом монтмориллонита, гидрослюды и кварца с редкими выделениями нонтронита (или хлорита). По роговой обманке псевдоморфозы сложены карбонатом, гидрослюдой, кварцем, рудной пылью и отдельными кристалликами магнетита. Биотит сохраняется.

В следующем интервале (0,9—1,5 *м* от жилы) наблюдается интенсивная карбонатизация и каолинизация породы (обр. 19, 18), биотит исчезает, замещаясь карбонатом и бесцветным хлоритом, по плагиоклазу развивается агрегат каолинита, мелкочешуйчатого серицита, а калиевый полевой шпат частично замещен каолинитом и мелкозернистым карбонатом. По сфену видны контурные псевдоморфозы лейкоксена, появляется пирит

Кроме того, иногда присутствуют шестоватые агрегаты турмалина. Каолинизация распространяется в виде нечетких „пятен" в пределах этой зоны, что наводит на мысль о гипергенном ее характере.

Таблица 28

Химический состав пород, вмещающих кварц-карбонатно-сульфидные жилы (разрез 3220)

Компоненты	Номер пробы				
	3222	3220	3218	3216	3215
SiO_2	65,13	67,63	64,40	63,09	58,91
TiO_2	0,63	0,58	0,56	0,33	0,40
Al_2O_3	13,97	15,51	13,94	16,47	18,43
Fe_2O_3	0,57	1,04	1,02	1,18	3,83
FeO	3,44	1,00	2,54	2,76	1,94
MnO	0,05	0,04	0,05	0,02	0,01
MgO	2,80	2,28	2,57	1,00	2,14
CaO	2,75	1,45	2,61	1,19	2,97
Na_2O	2,96	0,25	0,30	0,61	0,11
K_2O	5,44	3,98	5,36	1,36	1,22
H_2O^-	—	0,68	0,52	0,35	0,72
H_2O^+	0,78	3,63	2,67	9,67	3,31
P_2O_5	0,19	0,19	0,29	0,13	0,18
CO_2	1,18	1,64	2,79	1,99	3,76
$S_{общ}$	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,24	1,73
Сумма	99,89	99,90	99,62	100,37	99,66
d_v	2,62	2,53	2,59	2,60	2,67

В интервале 0,2—0,9 *м* от жилы (обр. 17, 16) преобладает гидрослюдизация, причем проработка пород здесь весьма неравномерная; в некоторых участках сохраняется калиевый полевой шпат, в других он замещен каолинитом и гидрослюдой.

На расстоянии 0—0,2 *м* от жилы (обр. 15) порода сложена кварцем, агрегатом каолинита (диккита) и гидрослюды (Nm = 1,563), звездчатого серицита, скоплениями зеленовато-бурого и зеленого пентронита (хлорита; Ng = 1,632, Np = 1,618) и равномерной сыпью кристаллов сванбергита и пирита. Вместо лейкоксена, сохранявшего в предыдущих зонах форму кристаллов сфена, развивается рутил в виде скоплений отчетливо индивидуализируемых и достаточно крупных кристаллов. Первичные минералы (кроме кварца) и следы первичной структуры отсутствуют полностью.

В южном боку жилы изменения носят аналогичный характер, однако количественные и структурные соотношения здесь иные, вследствие того что первичная порода — микродиорит. В приконтактовой зоне порода сложена мелкозернистым кварцем, каолинитом, карбонатом, серицитом, пентронитом (хлоритом) и пиритом (обр. 23). В некотором удалении (10 *см*) наблюдается прежний парагенезис, но присутствует еще сванбергит (замещенный в предыдущей зоне серицитом) с относительно крупными кристаллами (до 0,4 *мм*). Сходный состав породы сохраняется и на расстоянии 40 *см* от жилы, но сванбергит в ней отсутствует.

На расстоянии 50 *см* порода сложена кварцем, каолинитом, гидрослюдой, карбонатом, пентронитом, пиритом, появляется калиевый полевой шпат. Здесь расположен контакт дайки микродиорита с гидрослюдизированным гранодиоритом.

Наконец, на расстоянии 75 *см* наблюдается монтмориллонитизированный гранит, степень изменения которого, по мере удаления от жилы, уменьшается в той же последовательности, как и в северном боку жилы.

Разрез 3200 (шахта 2, горизонт IV, жила 24, рис. 22)

Жила имеет мощность до 40 *см*, круто падает на юг, сложена кварцем с карбонатом в висячем боку и с апофизами карбоната в лежачем. Рудные минералы представлены пиритом, галенитом, сфалеритом и молибденитом. Вмещающими породами являются обычные шахтаминские гранодиориты, но в южном ее контакте, как и на горизонте III, залегает дайка диоритового порфирита, на расстоянии около 1 *м* проходит кварцево-молибденитовый прожилок.

Описание околорудных пород этого разреза опубликовано ранее [Казицын, 1965], поэтому здесь не приводится.

Типовая колонка измененных пород около кварц-карбонатно-сульфидных жил. Суммируя приведенные выше описания частных разрезов и учитывая их значительное сходство, независимо от пространственного расположения, можно наметить схему обобщенной метасоматической зональности боковых пород кварц-карбонатно-сульфидных жил Шахтамы.

0. Зона неизмененных гранодиоритов (подробное их описание приведено выше) характеризуется следующим минеральным парагенезисом: Пл, Мик, Кв, Амф, Би, Сф, Мт, Ап. Равнообъемная формула породы ($d_v = 2{,}67$):

$$Si_{179}\,Ti_1\,Al_{48}\,Fe^{\cdot\cdot}_4\,Fe^{\cdot\cdot}_6\,Mn_{0,1}\,Mg_8\,Ca_6\,Sr_{0,06}\,Na_{18}\,K_{15}\,(OH)_9\,P_{0,32}\,O_{467}.$$

I. Зона слабой карбонатизации — самая внешняя зона измененных пород, совершенно тождественная подобной зоне в колонке боковых пород кварцево-молибденитовых жил. Она обычно имеет нечеткие контуры, плавные переходы к неизмененным породам и широко варьирующую мощность. Макроскопически она не может быть выделена, вследствие чего в большинстве разрезов в качестве „неизмененных пород" фигурируют в той или иной степени карбонатизированные гранодиориты. Под микроскопом удается обнаружить явления замещения роговой обманки актинолитом и карбонатом с освобождением железа и выделением его в виде магнетита. Состав пород практически тождествен неизмененному граниту: Пл, Мик, Кв, Амф, Би, Сф, Мт, Ап, Кар. Равнообъемная формула породы ($d_v = 2{,}67$):

$$Si_{177}\,Ti_1\,Al_{49}\,Fe^{\cdot\cdot}_1\,Fe^{\cdot\cdot}_7\,Mn_{0,1}\,Mg_8Ca_7Sr_{0,09}Na_{18}K_{16}(OH)_{18}(CO_2)_3P_{0,3}O_{446}.$$

II. Зона биотитизации и карбонатизации является первой внешней зоной измененных пород, отчетливо маркирующейся на местности, благодаря общему некоторому „позеленению" гранодиоритов. Она обладает наибольшей по сравнению с другими (внутренними) зонами мощностью (в 2—3 раза обыч-

но превышающей мощность жил), в ней полностью сохраняются структурно-текстурные признаки первичных пород.

Роговая обманка в этой зоне полностью замещена агрегатом зеленоватого биотита (Nm = 1,607), небольшого количества кварца и калиевого полевого шпата, а также анкерита (Nm = 1,700 ± 2); сфен лейкоксенизирован, а плагиоклаз в центральных частях зерен достаточно интенсивно замещен агрегатом кальцита (Nm = 1,665) и серицита, а в периферических сложен свежим олигоклазом — альбитом и ортоклазом. Первичная структура пород сохраняется, а минеральный состав изменяется и качественно и количественно, так как устойчивой является минеральная ассоциация: Аб, Ор, Кв, Би, Кар, Лк, Ап. Равнообъемная формула породы (d_v=2,65):

$$Si_{172}Ti_1Al_{46}Fe^{'''}_3Fe^{''}_5Mn_{0,1}Mg_8Ca_9Sr_{0,07}Na_{15}K_{14}(OH)_{31}P_{0,4}(CO_2)_4O_{416}.$$

Биотитизация в той или иной степени проявлена во всех разрезах и во многом аналогична биотитизации в колонке кварцево-молибденитовых жил. Однако процесс выражен менее четко вследствие заметного участия карбонатизации и хлоритизации. В то же время, судя по частным разрезам разных глубин, роль биотитизации и калишпатизации несколько возрастает с глубиной (раздел 259) и на флангах (разрезы 282, 156).

III. Зона монтмориллонитизации имеет мощность, соизмеримую с мощностью жилы в центральной части и значительно превышающую таковую на выклинивании. Она отличается исчезновением, наряду с роговой обманкой и сфеном, также всего плагиоклаза (включая и альбитовую составляющую), псевдоморфозы по которому сложены красноватым тонкочешуйчатым агрегатом монтмориллонита (Ng = 1,521 ± 2; Np = 1,502 ± 2) и нонтронита (Ng = 1,584 ± 2; Np = 1,560 ± 2). Диагностика этих двух минералов подтверждается также данными термического и рентгеновского анализов. В породе присутствуют как первичный (Nm = 1,630 ± 2), так и вторичный биотит (Nm = 1,610 — 1,620), анкерит, калиевый полевой шпат (преимущественно ортоклаз), а также гематитизированный магнетит, сосуществующий с пиритом. Псевдоморфозы по сфену сложены непрозрачными агрегатами лейкоксена. Первичная структура пород угадывается достаточно отчетливо.

Минеральный состав породы изменяется в сторону заметного увеличения роли калиевого полевого шпата и отвечает ассоциации: Ор, Кв, Би, Мон, Нон, Кар, Гем, Пт, Ап, Лк. Равнообъемная формула породы (d_v = 2,57):

$$Si_{157}Ti_1Al_{43}Fe^{'''}_2Fe^{''}_6Mn_{0,1}Mg_{14}Ca_{10}Na_4K_{14}(OH)_{50}P_{0,26}(CO_2)_{17}O_{367}.$$

Во внутренней части зоны иногда встречаются участки повышенной карбонатизации и каолинизации, обязанные своим

возникновением наложенным процессам, связанным с халцедоно-карбонатной стадией гидротермального процесса.

IV. Зона хлоритизации и карбонатизации имеет непостоянную мощность, уменьшающуюся иногда (особенно в лежачем боку) до полного выклинивания. Наряду с отсутствием роговой обманки, сфена и плагиоклаза в этой зоне исчезает также биотит, замещаясь агрегатом хлорита и карбоната. Псевдоморфозы по плагиоклазу сложены зеленоватым агрегатом гидрослюды ($Nm = 1{,}579 \pm 2$) и анкерита ($Nm = 1{,}700 \pm 2$) в количественном отношении 2 : 1. Магнетит отсутствует, порода свободна от „рудной пыли", железо сосредоточено в новообразованном пирите. Лейкоксен по сфену перекристаллизуется в скопления отчетливых кристалликов рутила. Из первичных минералов сохраняются лишь кварц и калиевый полевой шпат. Минеральный парагенезис зоны: Ор, Кв, Гс, Хл, Кар, Пт, Ру, Ап. Равнообъемная формула породы (среднее из 2), $d_v = 2{,}61$:

$$Si_{170}Ti_1Al_{43}Fe^{\cdots}_2Fe^{\cdot\cdot}_5Mn_{0,1}Mg_8Ca_7Sr_{0,06}Na_2K_{18}(OH)_{55}P_{0,54}S_2(CO_2)_{10}O_{387}.$$

V. Зона гидрослюдизации и каолинизации имеет мощность, соизмеримую с мощностью жилы в центральной части и значительно большую на выклинивании. Минералогически она характеризуется замещением всех первичных минералов, кроме кварца. Структура первичной породы угадывается с трудом, так как псевдоморфозы по роговой обманке, сфену и биотиту „рассасываются". По плагиоклазу псевдоморфозы выполнены тонкозернистым (0,001—0,01 *мм*) агрегатом гидрослюды, карбоната и каолинита, по биотиту — серицитом и пиритом, а по калиевому полевому шпату — „ячеистым" агрегатом кварца, каолинита и карбоната. Состав породы зоны определяется парагенезисом: Кв, Гс, Као, Кар, Пт, Ру, Ап. Равнообъемная формула породы (среднее из 2), $d_v = 2{,}57$:

$$Si_{167}Ti_1Al_{47}Fe^{\cdots}_3Fe^{\cdot\cdot}_5Mn_{0,1}Mg_6Ca_6Sr_{0,06}K_4Na_2(OH)_{149}P_{0,34}S_1(CO_2)_4O_{284}.$$

VI. Зона сванбергитизации имеет обычно незначительную мощность (10—20 *см*) и располагается либо непосредственно на контакте с кварц-карбонатно-сульфидной жилой, либо бывает отделена от нее зонкой серицитизации и окремнения. Главной особенностью зоны является возникновение новой минеральной ассоциации, в которой важная роль принадлежит сванбергиту, количество которого достигает 5% от общего объема породы. В этой зоне реликты структуры первичных пород полностью исчезают. Порода сложена относительно крупными (1—2 *мм*) зернами кварца с тонкозернистым агрегатом между ними, представляющим псевдоморфозы по рого-

вой обманке, плагиоклазу, биотиту и состоящим из каолинита, кварца и серицита с относительно равномерной сыпью мелких (0,01 *мм*) кристаллов сванбергита, постоянно дающих в шлифе квадратные сечения. Кроме того, в породе присутствуют относительно крупные (до 1 *мм*) кристаллы карбоната ($Nm = 1{,}697 \pm 2$) и пирита, а также скопления призматических кристалликов рутила. Иногда встречаются скопления новообразованного хлорита. Минеральный парагенезис зоны: Кв, Као, Кар, Сер, Св, Пт, Ру. Равнообъемная формула (разрез 3200), $d_v = 2{,}65$:

$$Si_{164}Ti_1Al_{51}Fe^{\cdots}_3Fe^{\cdot\cdot}_2Mn_{0,1}Mg_3Ca_2Sr_{0,26}Na_{0,5}K_4P_{0,41}S_{10}(CO_2)_2(OH)_{69}O_{354}.$$

Сванбергитизация является характерной особенностью гидротермальных изменений кварц-карбонатно-сульфидных жил. Наличие ее однозначно указывает на полиметаллический характер рудной минерализации даже в тех случаях, когда сама жила не вскрыта или уже выклинилась.

VII. Зона серицитизации и окремнения расположена непосредственно в зальбандах жилы, имеет непостоянную мощность, характеризуется максимальной степенью переработки и отличается от предыдущей лишь неустойчивостью сванбергита, замещаемого в ней серицитом с сохранением контуров его зерен. Порода совершенно теряет признаки первичной структуры; она подвергается некоторому катаклазу и сложена мелкозернистым (0,01 *мм*) агрегатом кварца, каолинита и серицита в соотношении 10:6:1. Присутствуют реликты сванбергита, а также рутил, пирит, галенит, сфалерит, иногда карбонат. Индивидуальность зоны определяется парагенезисом: Кв, Као, Сер, Пт, Ру, (Кар). Равнообъемная формула породы: ($d_v = 2{,}61$):

$$Si_{192}Ti_1Al_{51}Fe^{\cdots}_2Fe^{\cdot\cdot}_{0,3}Mn_0Mg_1Ca_{0,1}Sr_{0,15}Na_{0,5}K_4P_{0,4}S_3PB_{0,1}Zn_{0,2}(CH_2)_{0,4}$$
$$(HO)_{95}O_{374}.$$

Рассматривая последовательность изменения минеральных ассоциаций в зонах колонки гидрослюдизации, нельзя не отметить, что тенденция к сокращению числа сосуществующих минералов по мере приближения к жиле прослеживается и здесь, но с меньшей отчетливостью, чем в колонке кварцево-молибденитовых жил. Действительно, даже на контакте с жилой здесь сохраняется трех- или четырехминеральная ассоциация, не считая избыточных и инертных минералов.

Является ли это следствием неравномерности самого процесса в отдельных его частях или результатом наложения последовательных стадий минерализации, сказать трудно. Учитывая более поздний характер сульфидной минерализации,

Таблица 29

Идеализированная схема метасоматической колонки около кварц-карбонатно-сульфидных жил Шахтамы

Фазы и компоненты	Зоны							
	0—неизмененная порода	I—слабая карбонатизация	II—биотитизация и карбонатизация	III—монтмориллонитизация	IV—карбонатизация и хлоритизация	V—гидрослюдизация	VI—сванбергитизация	VII—серицитизация
Минеральные парагенезисы	Плагиоклаз	Плагиоклаз	Альбит	Монтмориллонит (нонтронит)	Гидрослюда (нонтронит)	Гидрослюда (нонтронит)	Гидрослюда (нонтронит)	Серицит
	Микроклин	Микроклин	Микроклин (Ортоклаз)	Ортоклаз	Ортоклаз	Каолинит	Каолинит	Каолинит
	Амфибол	Актинолит	—	—	—	—	—	—
	Биотит	Биотит	Биотит	Биотит	—	—	—	—
	Кварц	Кварц	Кварц	Кварц	Кварц	Кварц	Кварц	Кварц
	Сфен	Сфен	Лейкоксен	Лейкоксен	Рутил	Рутил	Рутил	Рутил
	Магнетит	Магнетит	Магнетит	Гематит (Магнетит)	Пирит	Пирит	Пирит	Пирит
	—	Карбонат	Карбонат	Карбонат	Карбонат	Карбонат	Карбонат	Карбонат
	Апатит	Апатит	Апатит	Апатит	Апатит	Апатит	Сванбергит	—
Инертные и избыточные компоненты	Ti, P, Al, Si, K, Na, Mg, $Fe^{..}$ $Fe^{...}$, Ca	Ti, P, Al, Si, K, Na, $Fe^{..}$ $Fe^{...}$	Ti, P, Al, Si, K, Na, Mg, $Fe^{..}$	Ti, P, Al, Si, K, Mg, $Fe^{..}$	Ti, P, Al, Si, K, (Mg), S	Ti, P, Al, Si, S	Ti, Al, Si, S	Ti, Al, Si, S

необходимо считаться с фактом возможного наложения гидрослюдизации на раннюю калишпатизацию и серицитизацию. Кроме того, обращает на себя внимание минералого-геохимическое сходство внешних зон изменения в колонке гидрослюдизации с изменениями в случае калишпатизации.

Сложность минерального состава гидрослюдизированных пород, очевидная неравномерность ряда минеральных ассоциаций, некоторая „нечеткость", „размазанность" процесса затрудняют построение идеализированной метасоматической колонки.

Тем не менее по признаку исчезновения первичных минеральных фаз можно наметить следующую схему (табл. 29). В этой схеме рассматриваются в качестве двухфазных систем биотит, плагиоклаз и роговая обманка. Кварц присутствует во всех зонах, являясь избыточным минералом. Аналогичная роль принадлежит, вероятно, и карбонату. Интересно, что апатит здесь выступает в качестве виртуального минерала. Нетрудно видеть, что в намеченной схеме существует тенденция к уменьшению числа сосуществующих минералов, но между зонами II и III, а также V и VI намечаются перерывы. Учитывая сходство внешних зон I — II с колонкой I типа и активную роль серицитизации в зоне VII, можно объяснить эти перерывы сменой состава метаморфизующих растворов.

Сопоставление серии химических анализов околорудных (табл. 30) пород и их равнообъемных формул показывает, что изменения состава сводятся к последовательному выносу щелочей и оснований и к существенному возрастанию роли гидроксила и углекислоты.

Переход от неизмененной породы к зонам слабой карбонатизации и биотитизации характеризуется привносом углекислоты. Однако эти изменения химического состава в целом незначительны, тем более что и в совершенно неизмененных гранодиоритах иногда присутствует карбонат в виде поздних прожилков.

В зоне монтмориллонитизации интенсивно выносится Na, количество которого сокращается в 5—15 раз по сравнению с предыдущей зоной. Наблюдается вынос в этой зоне также $Fe^{'''}$ и отчасти Sr. Переход к зоне IV связан с дальнейшим выносом Na и привносом H_2O и K, а к зоне V (гидрослюдизации) с резким сокращением количества K и увеличением (OH) по сравнению с неизмененной породой или зоной IV.

Зона сванбергитизации вновь не отличается заметно по химизму от предыдущей зоны, хотя в ней намечается заметное увеличение содержания сульфидной серы. Наконец, в зоне серицитизации и окремнения наряду с существенным выносом оснований и щелочей возрастает содержание кремния.

Представление о перемещении элементов-примесей по зонам метасоматической колонки кварцево-карбонатно-сульфидных жил дают валовые полуколичественные спектральные анализы серии в различной степени измененных пород (преимущественно тех же, что анализировались химически). Средняя величина содержаний таких элементов, как Mo, Pb, Zn, Cu, Ba, Sr, испытывают направленные, достаточно закономерные изменения (рис. 23).

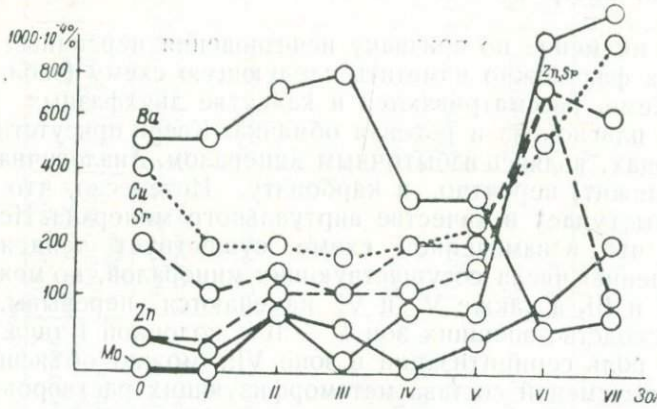


Рис. 23. Содержание элементов-примесей в околорудных породах кварц-карбонатно-сульфидных жил месторождения Шахтама.

По оси абсцисс — зоны типовой колонки, по оси ординат — содержание примесей.

Так, кривая распределения Mo имеет один максимум в зоне биотитизации и второй, более существенный, в зоне контакта с жилой. Для него, как и в случае колонки кварц-молибденитовых жил, имеет место простое рассеяние в околожильном пространстве. Сходное поведение имеют кривые Zn и Pb, содержание которых также относительно плавно возрастает от внешних зон к внутренним, хотя для Pb после максимума в зоне биотитизации имеет место минимум в зоне монтмориллонитизации, коррелирующийся с замещением плагиоклаза — одного из носителей Pb в породах [Таусон, 1961]. Кривая распределения Cu свидетельствует о некотором выносе ее из промежуточных зон и накоплении в зонах сванбергитизации и серицитизации.

Интересно поведение Ba и Sr. Барий незначительно накапливается в зонах биотитизации и монтмориллонитизации и заметно выносится из внутренних зон. Стронций, наоборот, испытывает вынос из промежуточных зон, накапливается в зоне сванбергитизации и вновь выносится из зоны серицитизации.

Кроме того, спектральные анализы фиксируют некоторое увеличение содержания Be, Ag, Sn от внешних зон к внутренним.

Таким образом, в поведении элементов-примесей рассматриваемой колонки пород усматриваются определенные закономерности. Для одних из них (Mo, Zn, Pb) преобладает околорудное рассеяние, для других — переотложение с обогащением либо в призальбандовых участках, либо в одной из промежуточных зон (Cu, Sr, отчасти Pb). Наконец, для третьих наряду с перераспределением имеет место вынос из внутренних зон.

Таблица 30

Химический состав пород, вмещающих кварц-карбонатно-сульфидные жилы Шахтамы

Компоненты	Зоны							
	0—неизмененный гранодиорит	I—слабая карбонатизация	II—биотитизация и карбонатизация	III—монтмориллонитизация	IV—карбонатизация и хлоритизация	V—гидрослюдизация и каолинизация	VI—сванбергитизация	VII—серицитизация
SiO_2	66,90	66,04	64,88	60,92	65,64	65,98	69,48	73,46
TiO_2	0,59	0,52	0,60	0,32	0,50	0,62	0,52	0,65
Al_2O_3	15,10	15,42	14,65	14,12	13,89	14,34	16,40	16,65
Fe_2O_3	2,22	0,70	1,54	0,87	1,42	1,43	1,67	0,78
FeO	2,60	2,76	2,46	2,91	1,49	1,56	1,04	0,13
MnO	0,04	0,04	0,01	0,06	0,05	0,11	0,03	0,01
MgO	1,93	2,00	2,05	3,75	1,62	2,21	0,77	0,29
CaO	1,92	2,45	2,99	3,58	2,70	2,85	0,66	0,05
Na_2O	3,43	3,50	2,98	0,90	0,33	0,10	0,10	0,12
K_2O	4,39	4,58	4,24	4,36	5,16	0,97	1,36	1,22
P_2O_5	0,12	0,15	0,20	0,12	0,19	0,18	0,22	0,18
SrO	0,04	0,06	0,04	Не опр.	0,04	0,04	0,17	0,10
$S_{общ}$	0,04	0,09	0,18	0,10	0,38	0,15	2,01	0,56
PbO	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,18
ZnO	"	"	"	"	"	"	"	0,17
H_2O^+	0,48	1,01	1,71	2,90	3,13	8,95	3,91	5,47
H_2O^-	0,35	0,34	0,30	0,43	0,30	0,18	0,13	0,14
CO_2	—	0,83	1,06	4,75	3,27	0,11	0,44	0,10
Сумма	100,15	100,49	99,89	100,09	100,11	99,78	98,91	100,26
d_v	2,67	2,67	2,65	2,57	2,63	2,55	2,65	2,61

Поведение минералов тяжелой фракции в околорудных породах Шахтамы. В тяжелых фракциях протолочек околорудных пород Шахтамы обнаружены наряду с амфиболом и биотитом следующие минералы: сфен,

магнетит, гематит, пирит, циркон, апатит, лейкоксен, рутил, молибденит, халькопирит, турмалин, сванбергит, гранат и карбонат (табл. 31, 32).

Таблица 31

Содержание и состав тяжелой фракции измененных пород около кварцево-молибденитовых жил (в % к породе)

Минералы	Зоны					
	0—неизмененная порода	I—слабая карбонатизация	II—биотитизация	III—флогопитизация	IV*а*—калишпатизация	IV*б*—серицитизация
Тяжелая фракция	4,6	3,4	3,0	2,5	5,6	0,56
Биотит	2,08	1,73	2,12	1,8	—	0,03
Амфибол	1,65	0,79	0,39	—	—	—
Сфен	0,42	0,13	0,080	—	—	—
Магнетит	0,35	0,29	0,30 (г ем.)	0,048 (гем.)	—	—
Пирит	0,003	0,011	0,013	0,26	5,15	0,23
Апатит	0,060	0,065	0,0015	0,085	0,12	0,11
Циркон	0,030	0,043	0,0015	0,057	0,08	0,07
Молибденит	0,001	0,0007	0,0006	0,0008	0,001	0,12
Халькопирит	0,001	0,001	0,0006	—	—	—
Лейкоксен	—	0,25	0,15	0,12	0,16	—
Рутил	—	—	—	0,08	0,07	0,10
Турмалин	—	0,02	0,0003	—	—	—

Различия в составе тяжелых фракций измененных пород около кварц-молибденитовых и кварц-карбонатно-сульфидных жил сравнительно невелики: они ограничиваются появлением сванбергита, карбоната и в одной из зон граната во втором случае. Выход тяжелой фракции при переходе от неизмененных пород к внутренним зонам уменьшается в 10—30 раз.

Биотит в колонке кварц-молибденитовых жил сохраняет устойчивость, как это указывалось и при петрографическом описании пород зон, вплоть до III зоны, в которой он испытывает флогопитизацию. В колонке кварц-карбонатно-сульфидных жил он прослеживается до зоны IV, где наблюдается его хлоритизация и гидрослюдизация. Амфибол в колонке кварц-молибденитовых жил сохраняется (в реликтах) вплоть до II зоны, а в колонке кварц-карбонатно-сульфидных жил в зоне I он в тяжелой фракции уже не обнаружен, хотя микроскопически его реликты устанавливаются повсеместно.

Магнетит испытывает гематитизацию, уже начиная с зоны II, однако полной гематитизации все же не происходит, судя по преимущественному нахождению его в магнитной фракции.

Гематитизированный магнетит заметно более устойчив в колонке кварц-карбонатно-сульфидных жил, а в колонке кварц-молибденитовых жил он уже в зоне III замещается пиритом. Причем максимальное количество пирита наблюдается на некотором удалении от жил (зона IV). Сфен более устойчив в колонке кварц-молибденитовых жил, где он прослеживается до зоны III.

Таблица 32

Содержание и состав тяжелой фракции измененных пород около кварц-карбонатно-сульфидных жил (в % к породе)

Минералы	Зоны						
	0—неизмененная порода	I—слабая карбонатизация	II—биотитизация и карбонатизация	III—монтмориллонитизация	IV—карбонатизация и хлоритизация	V—гидрослюдизация	VI—сванбергитизация
Тяжелая фракция	8,6	4,7	3,5	3,8	2,3	0,38	0,28
Биотит	5,12	4,21	2,88	3,21	1,04 (Фл)	0,25 (Гс)	—
Амфибол	2,23	—	—	—	—	—	—
Сфен	0,34	0,10	—	—	—	—	—
Магнетит	0,74	0,22	0,24	0,21 (гем.)	0,74 (гем.)	0,04 (гем.)	—
Апатит	0,11	0,099	0,074	0,082	0,17	0,013	0,010
Циркон	0,056	0,057	0,056	0,051	0,098	0,015	0,051
Пирит	0,005	0,003	0,007	0,004	0,087	0,030	0,003
Молибденит	0,003	0,003	0,001	0,0008	0,014	0,002	0,008
Халькопирит	0,007	—	0,001	0,002	0,005	0,0004	—
Лейкоксен	—	—	0,17	0,24	0,08	0,018	0,009
Рутил	—	0,005	0,003	0,004	0,014	0,004	0,006
Турмалин	0,009	—	0,003	0,002	—	—	—
Гранат	—	—	—	—	0,23	—	—
Карбонат	—	—	—	—	—	—	0,18
Сванбергит	—	—	—	—	—	0,005	0,006

Циркон сохраняет устойчивость в обеих колонках, хотя в колонке кварц-молибденитовых жил наблюдаются колебания в его содержании — увеличение во внутренних зонах. Весьма показательно поведение апатита. В колонке кварц-молибденитовых жил он устойчив, его количество не только не убывает, но даже возрастает во внутренних зонах, а в колонке кварц-карбонатно-сульфидных жил он исчезает почти полностью уже в зоне IV, где появляются первые признаки сванбергитизации. Лейкоксен широко распространен в обеих колонках и прослеживается совместно с новообразованным рутилом вплоть до внутренних зон. Турмалин появляется в промежуточных зонах обеих колонок, вероятно, в связи с избирательной альбитизацией.

Молибденит в небольшом количестве прослеживается по всем зонам обеих колонок. Лишь во внутренней зоне колонки кварц-молибденитовых жил его количество возрастает весьма значительно. Следует отметить, что в промежуточных зонах его количество остается на уровне неизмененных пород, в то время как содержание Mo (см. рис. 20, 23) направленно возрастает в колонках обоих типов. В меньшей мере такая особенность свойственна и халькопириту. Указанные обстоятельства необходимо учитывать при анализе закономерностей и выявлении минеральных форм эндогенного рассеяния рудного вещества.

Таким образом, в составе тяжелой фракции околорудных пород происходят глубокие изменения: первичные акцессорные минералы гранитоидов в большинстве своем активно участвуют в метасоматическом процессе, т. е. выступают как виртуальные, четко маркируя зональность. Даже апатит, признаков замещения которого не обнаруживается при калишпатизации, оказывается замещенным практически полностью при гидрослюдизации—сванбергитизации.

Тип Дарасуна

Золото-сульфидное месторождение Дарасун в ряду других редкометальных месторождений Забайкалья отличается исключительной сложностью своего строения. Это определяется не только большим разнообразием кварцевых рудоносных жил по залеганию, минерализации и околорудным преобразованиям, но и распространением на его территории свыше десятка разновидностей вмещающих пород, широко варьирующих по возрасту и составу.

Район месторождения расположен в пределах Хилокско-Олекминской зоны раннепалеозойской консолидации [Тихомиров и др., 1964] вблизи ее границы с зоной мезозойской складчатости Забайкалья. В пределах этой зоны установлены породы протерозойских, палеозойских и мезозойских интрузий. Непосредственно на территории месторождения, согласно данным Д. А. Тимофеевского [1957, 1958, 1959], распространены: а) древние метаморфизованные и мигматизированные габброиды; б) породы ранневарисцийской гранодиоритовой интрузии; в) породы поздневарисцийской гранитоидной интрузии; г) породы юнокиммерийских малых интрузий; д) породы послеюнокиммерского вулканизма.

Указанные группы пород в единой схеме магматизма Хилокско-Олекминской зоны раннепалеозойской консолидации соответствуют следующим комплексам [Тихомиров и др., 1964]: куэнгинскому (древние амфиболизированные габброиды), урюмскому (породы гранодиоритовой интрузии), олек-

минскому (породы гранитоидной интрузии), аманано-амуджиканскому (киммерийские малые интрузии), нерчуганскому (молодые экструзии и эффузивы).

Вопросы петрологии и геохимии указанных магматических комплексов подробно рассмотрены в специальных работах [Тихомиров и др., 1964; Казицын и др., 1962, 1967], поэтому здесь мы, опираясь на свои наблюдения и используя данные Д. А. Тимофеевского [1959], остановимся лишь на петрографической характеристике тех пород, которые, присутствуя на месторождении, явились исходным субстратом для околожильных преобразований.

ВМЕЩАЮЩИЕ ПОРОДЫ

Рудное поле месторождения имеет площадь около 10 $км^2$, в пределах которой залегает несколько десятков крупных (протяжением до 2200 $м$) и значительное количество более мелких жил. Жилы имеют сходную минерализацию и сходный характер околорудных изменений. Одной из характерных жил является жила Мать-Бро, по участку распространения которой было выполнено детальное изучение строения и состава измененных пород (рис. 24). Изученный участок является восточным флангом месторождения, имеет площадь около 1 $км^2$ и содержит, наряду с жилой Мать-Бро, еще несколько рудных жил (Лагуновская, Петровская, Никандровская, Гуруляевская).

В качестве вмещающих пород на участке присутствуют габбро-диориты и кварцевые диориты, гранодиориты и гранитизированные диориты, лейкократовые граниты, гранит-аплиты и аплитовидные граниты, плагиогранит-порфиры и кварцевые порфиры, т. е. большинство разновидностей пород района месторождения.

Породы гранодиоритовой интрузии наиболее широко распространены. Они слагают центральную и восточную части рудного поля, и в них залегает преобладающее большинство кварцево-сульфидных жил [Тимофеевский, 1959]. Наиболее распространенные в пределах интрузива гранодиориты имеют порфировидное строение, сложены зональным плагиоклазом (№ 20—30) 45—50%, калиевым полевым шпатом (микроклин) 10%, кварцем 10%, биотитом 10—15%, амфиболом 15—20%, а также акцессорными — магнетитом, сфеном, апатитом и цирконом. Равнообъемная формула гранодиоритов (d_v=2,72):

$$Si_{179}Ti_1Al_{42}Fe^{\cdots}_3Fe^{\cdots}_8Mn_{0,2}Mg_5Ca_{12}Na_{23}K_8(OH)_9(CO_2)_1S_{0,3}O_{460}.$$

Менее распространены габбро-диориты и кварцевые диориты, которые отличаются равномернозернистым строением,

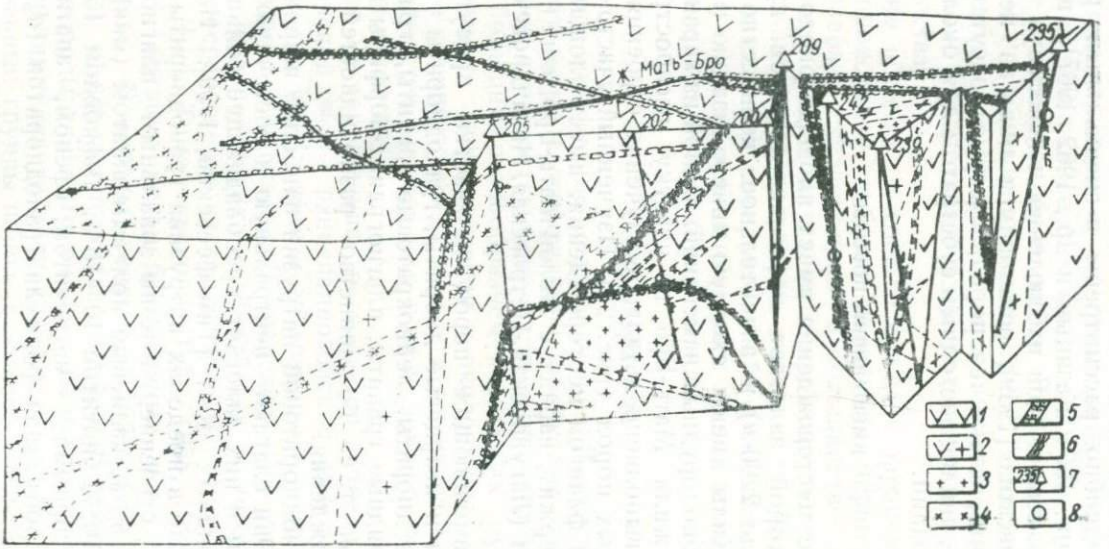


Рис. 24. Блок-диаграмма участка жилы Мать-Бро, месторождение Дарасун.
1—кварцевые диориты и диориты; *2*—гранодиориты и гранитизированные диориты; *3*—лейкократовые граниты; *4*—гранит-аплиты и аплитовидные граниты; *5*—плагиогранит-порфиры и кварцевые порфиры; *6*—кварцево-сульфидные жилы; *7*—скважины колонкового бурения; *8*—место изучения детальных разрезов.

иногда некоторой гнейсоватостью и сложены плагиоклазом (№ 35—50) 50—60%, пироксеном 0—30%, амфиболом 20—30%, кварцем 5—10%, биотитом 1—5%, а также акцессорными: апатитом, цирконом, магнетитом. Состав габбро-диоритов отвечает следующей равнообъемной формуле ($d_v = 2{,}91$):

$$Si_{147}Ti_{0,1}Al_{48}Fe^{'''}_{8}Fe^{''}_{14}Mn_{0,4}Mg_{53}Ca_{25}Na_{10}K_{3}(OH)_{50}(CO_2)_1P_{0,2}S_{0,6}O_{427}.$$

Равнообъемная формула кварцевых диоритов ($d_v = 2{,}82$):

$$Si_{166}Ti_2Al_{62}Fe^{'''}_{8}Fe^{''}_{8}Mn_{0,1}Mg_{10}Ca_{19}Na_{19}K_6(OH)_{14}(CO_2)_1S_{0,3}O_{477}.$$

Лейкократовые граниты слагают ряд массивов в южной части месторождения. На участке жилы Мать-Бро они в виде сравнительно узкой северо-восточной полосы выходят на дневную поверхность, а также вскрыты несколькими скважинами на глубине. Лейкократовые граниты, а также близкие к ним аплитовидные граниты и аплиты, залегающие в виде даек, сложены микроклином 40—50%, плагиоклазом (№ 15—20) 20%, кварцем 30—35%, а также биотитом, мусковитом, магнетитом, гранатом, цирконом, апатитом, ортитом. Присутствие граната и ортита является типичной особенностью только палеозойских аплитов и свойственно им в пределах всей Хилокско-Олекминской зоны.

Химический состав лейкократовых гранитов [Тимофеевский, 1957] свидетельствует о принадлежности их к классу пересыщенных кремнеземом пород и к группе богатых щелочами пород. Сопоставление их химических и геохимических особенностей с лейкократовыми гранитами олекминского комплекса, распространенными на обширной территории к северо-востоку от месторождения, свидетельствует о полной их аналогии. Особенно отчетливо это видно при сопоставлении равнообъемных формул лейкократовых гранитов Дарасуна и лейкократовых гранитов олекминского комплекса.

Лейкократовый гранит Дарасуна* ($d_v = 2{,}60$):

$$Si_{194}Ti_{0,2}Al_{41}Fe^{'''}_{1}Fe^{''}_{3}Mn_1Mg_1Ca_3Na_{18}K_{16}(OH)_3O_{473}.$$

Олекминский лейкократовый гранит** ($d_v = 2{,}61$):

$$Si_{193}Ti_{0,3}Al_{43}Fe^{'''}_{1}Fe^{''}_{2}Mn_{0,1}Mg_1Ca_3Na_{19}K_{15}(OH)_5O_{470}.$$

Плагиогранит-порфиры и кварцевые порфиры, входящие, по Д. А. Тимофеевскому, в комплекс малых интрузий, даек

---

* Анализ — по данным Д. А. Тимофеевского, определение d_v выполнено автором.

** Из работы Тихомирова и др. (1964).

и их эффузивных аналогов юнокиммерийского возраста, слагают в южной части территории рудного поля довольно значительное „лапчатое" тело с многочисленными и протяженными апофизами. С породами малых интрузий большинство исследователей связывает золотое и молибденовое оруденение. Подробно этот вопрос был рассмотрен автором ранее [Казицын и др., 1967].

Плагиогранит-порфиры и кварцевые порфиры в пределах блока Мать-Бро выходят на дневную поверхность в его западной части, а также вскрыты скважинами 217, 205, 227 и др.

Плагиогранит-порфиры широко варьируют по составу и структуре. Обычно они имеют порфировое строение с вкрапленниками олигоклаза, кварца и биотита, реже амфибола и пироксена и с кварц-полевошпатовой основной массой. Акцессорные минералы представлены магнетитом, сфеном, цирконом и апатитом. Химический состав пород отвечает следующей равнообъемной формуле ($d_v = 2{,}68$):

$$Si_{161}\,Ti_2\,Al_{49}\,Fe^{'''}_6\,Fe^{''}_8\,Mn_2\,Mg_8\,Ca_{12}\,Na_{28}\,K_{12}\,(OH)_{30}\,O_{429}.$$

По сумме минералогических и петрохимических признаков эти породы параллелизуются с гибридными порфирами амуджиканского подкомплекса [Казицын и др., 1967].

СТРОЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ И ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ РУДНОГО ПРОЦЕССА

Дарасунское месторождение, изучавшееся в течение более чем тридцати лет многими исследователями [Рупасова, 1938; Зенков, 1946; Воларович, 1947, и др.] наиболее полно охарактеризовано в серии работ Д. А. Тимофеевского [1957, 1959, 1962], в соответствии со взглядами которого и дается настоящее описание.

Положение рудного поля месторождения в пределах зоны палеозойской консолидации вблизи границы с зоной мезозойской складчатости Забайкалья, наличие большого разнообразия пород различного возраста, с варьирующими в широких пределах составом и физическими свойствами, определяют исключительную сложность его строения. Преобладающими структурами месторождения являются зоны рассланцевания типа надвигов и сбросов северо-западного простирания, не только ограничивающие рудное поле с северо-востока и юго-запада, но и разбивающие его на ряд более мелких блоков. В пределах этих блоков установлены многочисленные трещины сколового и разрывного характера северо-восточного и близширотного направления. Эти трещины, приуроченные преимущественно к зоне контакта интрузивного тела гранодиорита с древними породами, и являются главными рудовмещающими структурами, в которых локализуются кварце-

во-сульфидные золотоносные жилы: Главная, Новокузнецовская, Южнокузнецовская, Футбольная, Свинцовая, Мать-жила и др. Большинство жил имеют крутые углы падения в юго-юго-восточных румбах и прослеживаются по простиранию до 2200 *м* при сравнительно небольшой мощности (до 25 *см*).

Рудный процесс Дарасуна подразделяется на 7 стадий: 1) кварц-турмалиновую; 2) кварц-пиритовую; 3) арсенопиритовую; 4) галенит-сфалеритовую; 5) халькопирит-бурнонитовую; 6) кварцево-сульфо-антимонитовую; 7) карбонатную.

В составе жильного выполнения повсеместно преобладает кварц с небольшим количеством карбоната, биотита, цеолитов, а также с самородным золотом, пиритом, арсенопиритом, галенитом, сфалеритом, блеклой рудой и другими минералами, общий список которых насчитывает до 80 наименований.

Минеральный состав рудных жил в пределах месторождения не остается постоянным. Так, для большинства жил, расположенных севернее штока плагиопорфиров в направлении с запада на восток, постепенно уменьшается роль кварц-турмалиновой и кварц-пиритовой ассоциаций и возрастает значение галенит-сфалеритовой, халькопирит-актинолитовой и арсенопиритовой. Отмечается наличие зональности в распространении руд, состоящей в том, что вблизи штока плагиогранит-порфиров распространены более ранние ассоциации. Вместе с тем установлены признаки пульсационно-прерывистого характера рудоотложения.

Рассмотренные вопросы строения месторождения и особенности рудного процесса всесторонне освещены в указанных выше работах, особенно в работах Д. А. Тимофеевского. В то же время проблемам околорудного изменения на Дарасунском месторождении уделялось явно недостаточное внимание. Единственное специальное исследование околорудных пород Дарасуна [Рупасова, 1938] в значительной части устарело, а попутное рассмотрение этого вопроса в трудах Д. А. Тимофеевского носит достаточно схематический характер. Им указывается, что главными типами околорудных изменений являются турмалинизация и пиритизация в участках катаклаза, а также серицитизация, хлоритизация и карбонатизация в периферических частях зон. Более подробно им охарактеризованы лишь автометасоматические изменения плагиогранит-порфиров в связи с вкрапленным оруденением.

МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ ПОРОД ДАРАСУНА

Участие в строении территории рудного поля по крайней мере пяти различных магматических комплексов, каждому из которых, очевидно, свойственна своя постмагматическая деятельность, определяет достаточно большую сложность и

разнообразие итогового результата метасоматических изменений, фиксируемых в этих породах. Это обстоятельство весьма затрудняло бы изучение околорудных изменений, если бы не было известно, что палеозойские гранитоиды куэнгинского и олекминского комплексов не обладают отчетливо выраженной геохимической и металлогенической специализацией и постмагматические преобразования, с ними связанные, весьма незначительны. Так, для куэнгинского комплекса [Тихомиров и др., 1964] отмечается, что никакие рудные образования, кроме редких безрудных кварцевых жил, с ним не связаны, а с олекминским комплексом установлена лишь незначительная микроклинизация. Амфиболизация древнего габбро — один из процессов ранних, безусловно дорудных изменений.

Гораздо более интенсивные постмагматические преобразования связаны с амананским, амуджиканским и нерчуганским комплексами. Но интрузии амананских и нерчуганских гранитоидов известны лишь за пределами рудного поля, а гидротермальные процессы, связанные с малыми интрузиями плагиогранит-порфиров (амуджиканский комплекс), составляют главный предмет настоящего исследования.

Постмагматическая деятельность, сопровождающая формирование малых интрузий плагиогранит-порфиров Дарасуна, включает в себя процессы их автометасоматического преобразования, равно как и сингенетичные автометасоматизму изменения вмещающих эти интрузии пород процессы рудоотложения и рудосопровождающего метасоматизма, накладывающиеся на все околожильные породы, процессы пострудных преобразований, которые воздействуют также и на все ранние метасоматиты.

Автометасоматические преобразования плагиогранит-порфиров Дарасуна. В числе пород малых интрузивных жил Дарасуна наряду с плагиогранит-порфирами, реже гранит-порфирами и диоритовыми порфиритами установлены также порфировые породы повышенной щелочности, часто тяготеющие к периферическим частям крупных штокообразных и трубообразных жил [Тимофеевский, 1959]. Микроскопическое исследование этих пород показывает, что в них имеет место замещение порфировых вкрапленников плагиоклаза ортоклазом и альбитом при сохранении неизмененными цветных минералов и сфена и при сокращении количества кварца.

В ряде случаев в сиенит-порфировых разностях плагиогранит-порфиров наблюдаются ксенолиты в различной степени переработанных диоритов, а также микродиоритов и диоритовых порфиритов. Так, например, в 200 *м* южнее шахты 24 в гнейсированных диоритах, обильно инъецированных гранитным материалом, нами наблюдалась дайка сиенит-порфиров, развивающихся за счет микродиоритов — диоритовых порфиритов,

ксенолиты которых обильны в сиенит-порфирах. „Обрывки" этой дайки наблюдаются в диорите. Контакт сиенит-порфиров с диоритами четкий, прямолинейность его нарушается лишь в местах ответвления довольно протяженных апофиз сиенит-порфира.

Происхождение подобных соотношений, известных и в других частях рудного поля (юго-западный контакт интрузивного тела плагиогранит-порфиров), связывается Д. А. Тимофеевским с „ассимиляционной активностью плагиогранит-порфировой магмы, вследствие наличия в составе магмы большого количества летучих компонентов".

Отдавая должное подобной трактовке указанного явления, необходимо иметь в виду, что дифференциация плагиогранит-порфировой магмы приводит к обогащению периферических частей магматических тел основными компонентами, а концентрация в них щелочей с подобных позиций трудно объяснима. Более вероятно, что, как это свойственно и другим районам Забайкалья [Александров, 1966], образование сиенит-порфировых разновидностей происходит в результате автометасоматизма ранней щелочной стадии.

Судить о зональности продуктов автометасоматизма трудно вследствие площадного характера этого процесса. Однако в удалении от участков сиенитизации в плагиогранит-порфирах обычно наблюдается частичное замещение роговой обманки эпидотом, хлоритом и карбонатом. Плагиоклаз при этом испытывает умеренную соссюритизацию. Биотит, как правило, устойчив, магнетит также сохраняется неизмененным.

Плагиогранит-порфиры, несущие следы указанных слабых изменений, наиболее обычны в пределах рудного поля месторождения. Последующие изменения (березитизация, гидрослюдизация, иногда даже аргиллизация) накладываются на указанные ранние изменения. В этой связи следует отметить, что отнесение к числу процессов автометасоматизма гидротермальных изменений (серицитизации и др.) плагиогранит-порфиров „в штоках и в трубообразных телах молодой интрузии, где они сопровождаются вкрапленным оруденением" [Тимофеевский, 1959], на наш взгляд, неоправдано. Подобные изменения, наряду с собственно околожильными преобразованиями, относятся уже непосредственно к рудосопровождающему метасоматизму.

Рудосопровождающие метасоматиты Дарасуна. На месторождении выделяется два вида рудосопровождающих метасоматитов: 1) зональные тела с интенсивной серицитизацией и пиритизацией с вкрапленным и мелкопрожилковым оруденением, метко называемые рудничными геологами „вкрапленниками"; 2) собственно околожильные измененные породы,

распространенные в боковом пространстве относительно крупных кварцевых золотоносных с сульфидами жил.

Между „вкрапленниками" и околожильными метасоматитами существуют взаимные переходы, причем во „вкрапленниках", наряду с серицитизацией, проявляется нередко фельдшпатизация, а также турмалинизация и окварцевание.

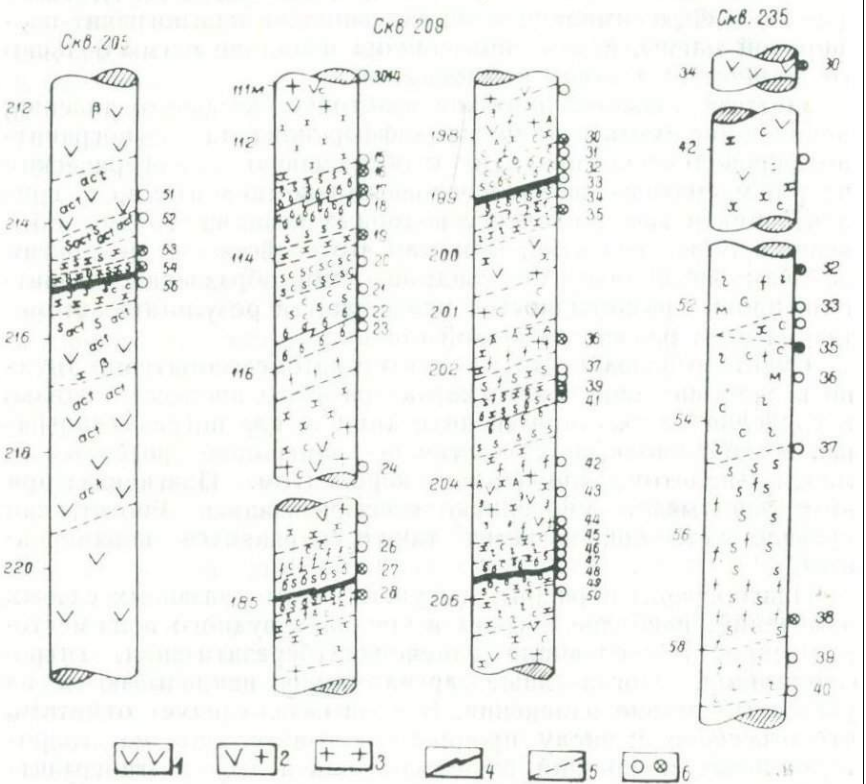


Рис. 25. Детальные разрезы по скважинам участка жилы Мать-Бро.

1—диориты и кварцевые диориты; *2*—гранодиориты; *3*—лейкократовые граниты; *4*—кварцевые жилы с изменениями около них в виде березитизации (*б*), серицитизации (*s*), гидрослюдизации (*г*), карбонатизации (*с*), калишпатизации (*f*), альбитизации (*A*), хлоритизации (*х*), биотитизации (β), эпидотизации (*э*), актинолитизации (*act*); *5*—границы метасоматических зон; *6*—места взятия проб, в том числе подвергнутых химическому анализу.

С целью выяснения общих черт строения околорудных пород и в особенности их горизонтальной и вертикальной зональности, детальному изучению был подвергнут юго-восточный участок месторождения (блок жилы Мать-Бро), достаточно хорошо вскрытый скважинами колонкового бурения.

Разрез 205 (рис 25)

Скважина вскрывает последовательно кварцевые диориты, гранит-аплиты, плагиогранит-порфиры и, наконец, амфиболизированные габбро. В амфиболизированном габбро на глубине 215 *м* подсечена жила Мать-Бро, имеющая здесь мощность не более 10 *см* и окруженная ореолом измененных пород мощностью около 1,5 *м* в висячем и несколько меньшей в лежачем боку.

Неизмененная порода (обр. 50) представлена амфиболизированным габбро, имеющим состав: плагиоклаз (№ 40—50) 40—50%, амфибол (cNg = = 19°) 30—35%, биотит 15—20%, магнетит, апатит, циркон — 1—3%. Химический состав породы (табл. 33) отвечает следующей равнообъемной формуле ($d_v = 2{,}91$):

$$Si_{112}Ti_{0,2}Al_{48}Fe^{\cdots}_{8}Fe^{\cdot\cdot}_{14}Mn_{0,4}Mg_{53}Ca_{25}Na_{10}K_3(CO_2)_1S_{0,5}(OH)_{50}O_{417}.$$

Следует отметить, что в амфиболизированном габбро повсеместно наблюдается осветление роговой обманки и биотита, которые „сбрасывают" железо и титан, обособливающиеся в виде тонкой вкрапленности магнетита и лейкоксена по границам зерен и по спайности, а иногда образующие как бы графические срастания. Порой имеют место элементы хлоритизации роговой обманки и серицитизации плагиоклаза.

Внешняя зона измененных пород (обр. 51) характеризуется сплошной актинолитизацией роговой обманки (cNg = 22°) и равномерным осветлением биотита (Nm = 1,605), в то время как плагиоклаз лишь иногда в центральных частях зерен частично замещен крупночешуйчатым (до 0,5 *мм*) серицитом. Появляется новообразованный кварц, а также ильменит, развивающийся преимущественно по цветным минералам и лишь иногда по магнетиту.

В промежуточной зоне происходит замещение амфибола эпидотом, хлоритом, реже серицитом с обильными выделениями рудной пыли. Биотит флогопитизирован и содержит вкрапленность новообразованного ильменита. Центральные части кристаллов плагиоклаза полностью замещены крупночешуйчатым (0,5 *мм*) агрегатом серицита, иногда в них встречается новообразованный альбит. Магнетит отсутствует, обнаружены редкие, неправильной формы выделения пирита (обр. 52, 53). Равнообъемная формула породы ($d_v = 2{,}90$):

$$Si_{139}Ti_1Al_{51}Fe^{\cdots}_{6}Fe^{\cdot\cdot}_{16}Mn_{0,3}Mg_6Ca_{22}Na_8K_1(CO_2)_2S_{0,3}(OH)_{66}O_{350}.$$

Внутренняя зона (обр. 54, 55) отличается полным замещением всего плагиоклаза серицитом, а роговой обманки — серицитом, хлоритом, нонтронитом и рудной пылью. Рудная пыль, а нередко и более крупные (до 0,1 *мм*) пластинчатые выделения представлены ильменитом, иногда, вероятно, пирротином. Пирит не обнаружен.

На контакте с жилой, в частности в лежачем боку жилы, наблюдается интенсивное дробление, хлоритизация и карбонатизация. Псевдоморфозы по роговой обманке сложены преимущественно слабозеленоватым агрегатом хлорита и карбоната, по плагиоклазу — преимущественно агрегатом серицита. Минералы железа отсутствуют. Псевдоморфозы по ильмениту сложены лейкоксеном. Количество кварца, в предыдущих зонах встречающегося спорадически, достигает здесь 5—7%.

Равнообъемная формула породы ($d_v = 2{,}70$):

$$Si_{115}Ti_1Al_{54}Fe^{\cdots}_{7}Fe^{\cdot\cdot}_{21}Mn_{0,3}Mg_{49}Ca_{10}Na_3K_5(CO_2)_3S_{0,3}(OH)_{114}O_{294}.$$

Соотношение мощностей зон (в висячем боку жилы) свидетельствует о прогрессивном возрастании их от центра к периферии в следующей пропорции 1 : 2,5 : 5 : ∞*.

Таблица 33

Химический состав околорудных пород* жилы Мать-Бро (разрез скв. 205)

Компоненты	Зоны		
	0—габбро-диорит	II—гидратация	III—серицитизация
	50	53	54
SiO_2	50,30	47,87	42,36
TiO_2	0,05	0,32	0,57
Al_2O_3	13,93	14,76	17,02
Fe_2O_3	3,54	3,07	3,41
FeO	5,81	6,73	9,27
MnO	0,18	0,12	0,12
MgO	12,20	13,22	12,16
CaO	7,98	7,11	3,51
Na_2O	1,70	1,37	0,60
K_2O	0,80	1,00	1,36
H_2O^-	0,36	0,42	2,42
H_2O^+	2,59	3,38	6,34
P_2O_5	0,08	0,05	0,07
$S_{общ}$	0,10	0,06	0,06
CO_2	0,32	0,53	0,88
Сумма	99,94	100,01	100,15
d_v	2,91	2,90	2,70

* Анализы выполнены в ЦХЛ ВСЕГЕИ.

Разрез 209 (см. рис. 25)

Скважина 209 при общей глубине 291 *м* преимущественно проходит по кварцевым диоритам—гранодиоритам и вскрывает в интервалах 112—116 *м*, а также 185—205 *м* ряд рудных жил и прожилков. Характер околорудных изменений во всех случаях аналогичен, что позволяет ограничиться подробной характеристикой лишь боковых пород жилы Мать-Бро, вскрытой на глубине 185—205 *м*. Следует заметить, что согласно рудничной документации положение жилы Мать несколько неопределенно и ее выход на поверхность увязывается с интервалом 115 *м*. Однако построение сводного разреза и блок-диаграммы позволяет более обоснованно ожидать ее нахождения на глубине 199 *м* с апофизами на глубине 203 и 185 *м* (повторное подсечение), а жилы Бро на глубине 205 *м*.

Неизмененные породы представлены гнейсированными гранодиоритами, достаточно устойчивыми по составу (обр. 11, глубина 106 *м*). Они имеют

* Здесь и далее при характеристике относительных мощностей зон метасоматитов символ ∞ приписывается неизмененной породе, а цифра 1 — внутренней зоне.

крупнозернистое строение (3—5 *мм*) и сложены плагиоклазом (№ 25) 45%, кварцем 25%, микроклином 15%, биотитом 10%, роговой обманкой 5%, сфеном, магнетитом, цирконом, апатитом. Их химический состав (табл. 34) определяется следующей равнообъемной формулой:

$$Si_{179}\,Ti_{1,2}\,Al_{49}\,Fe^{'''}_{3}\,Fe^{''}_{8}\,Mn_{0,2}\,Mg_{5}\,Ca_{12}\,Na_{23}\,K_{8}\,(OH)_{9}\,(CO_3)_1O_{474}.$$

Таблица 34

Химический состав измененных пород зон „вкрапленников" и околорудных пород жилы Мать-Бро (разрез скв. 209)

Компоненты	Зоны							
	0—гранодиорит	I—хлоритизация и карбонатизация		II—гидрослюдизация-монтмориллонитизация		III—серицитизация		
	11	30	19	35	28	16	27	17
SiO	65,71	65,28	64,11	64,71	64,38	62,67	60,87	57,86
TiO_2	0,63	0,75	0,80	0,70	0,40	0,48	0,36	0,48
Al_2O_3	15,36	15,64	15,33	14,35	14,23	15,71	14,79	15,87
Fe_2O_3	1,67	1,90	2,33	1,10	1,73	2,01	2,80	4,96
FeO	3,43	3,06	2,77	4,49	4,64	4,95	3,97	6,34
MnO	0,09	0,13	0,12	0,17	0,23	0,27	0,19	0,33
MgO	1,31	1,26	1,18	1,17	1,46	1,35	1,96	1,27
CaO	3,98	3,80	4,18	2,55	2,05	0,97	3,02	0,81
Na_2O	4,36	4,26	4,00	2,56	0,14	0,14	0,14	0,10
K_2O	2,16	2,00	1,92	2,96	3,64	3,90	3,64	4,05
H_2O^+	0,47	0,98	1,00	1,57	1,78	7,26	6,21	7,58
H_2O^-	0,19	0,30	0,42	0,33	0,34	0,34	0,33	0,15
CO_2	0,32	0,25	1,20	2,35	3,71	Не опр.	Не опр.	Не опр.
$S_{общ}$	0,06	0,07	0,08	0,35	0,52	„	„	„
P_2O_5	0,16	0,14	0,18	0,14	Не опр.	„	„	„
BaO	0,1	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,27	„	„	„
PbO	Не опр.	„	„	„	0,16	„	0,62	0,03
ZnO	„	„	„	„	0,31	0,02	0,14	0,02
Сумма	100,00	99,82	99,62	99,50	99,99	100,07	99,04	99,85
d_m	2,52	2,66	2,52	2,54	2,59	Не опр.	Не опр.	Не опр.
d_v	2,72	2,69	2,60	2,70	2,72	2,75	2,76	2,76
Содержание элементов-примесей, $n\cdot10^{-4}$ %								
Ba	700	700	700	700	200	—	700	700
Pb	200	10	20	200	300	—	300	100
Ca	30	70	70	20	30	—	30	70
V	20	20	20	20	20	—	20	20
Cu	300	300	300	300	300	—	200	300
Zr	100	200	200	200	300	—	200	100
Sr	200	100	200	Не опр.	Не опр.	—	Не опр.	Не опр.
Zn	Не опр.	Не опр.	Не опр.	300	700	—	300	„
Sc	„	„	20	10	Не опр.	—	Не опр.	„
Y	„	„	20	Не опр.	„	—	„	„
Yb	„	„	10	„	„	—	„	„
As	„	„	Не опр.	„	„	—	„	„
Ag	„	„		10	„	—	„	„

Внешняя зона характеризуется слабой хлоритизацией, эпидотизацией и карбонатизацией амфибола (обр. 14, 24). Сфен полностью замещен лейкоксеном и карбонатом. Биотит меняет окраску, вместо коричневых тонов преобладают зеленые, по спайности в нем наблюдаются многочисленные мелкие удлиненные выделения гематита, карбоната и лейкоксена.

Плагиоклаз свободен от замещения, но по спайности в него проникают тонкие жилочки карбоната и зеленого слюдистого минерала. Микроклин совершенно не затронут изменениями.

Внутренняя часть этой зоны (обр. 15, 19, 25) отличается интенсивным замещением внутренних частей зерен плагиоклаза зеленым хлоритом или пеннинитом и карбонатом, а также замещением биотита бесцветным хлоритом.

Промежуточная зона — зона гидрослюдизации в интервале 111—116 *м* выражена неотчетливо. Лишь из глубине 115 *м* (обр. 19) происходит интенсивное замещение плагиоклаза первичной породы хлоритом и гидрослюдой. Устойчивая минеральная ассоциация: Ор, Кв, Би, Гс, Лк, Гем. Равнообъемная формула ($d_v = 2{,}60$):

$$Si_{167}\,Ti_2\,Al_{47}\,Fe^{\cdots}_5\,Fe^{\cdot\cdot}_6\,Mn_{0,3}\,Mg_5\,Ca_{12}\,Na_{20}\,K_6\,(OH)_{17}\,(CO_2)_4\,O_{432}.$$

Внутренняя зона — зона сплошной серицитизации (обр. 16, 21) характеризуется полным замещением плагиоклаза и ортоклаза агрегатом серицита и карбоната (анкерита). Псевдоморфозы по биотиту (и амфиболу) сложены агрегатом бурого карбоната при подчиненном количестве серицита и при наличии реликтов хлорита. В псевдоморфозах по плагиоклазу и микроклину преобладает „розеточный", среднечешуйчатый (до 0,05 *мм*) серицит, присутствует светлый карбонат и кварц. Количество пирита невелико. Агрегаты лейкоксена перекристаллизованы в рутил, возрастает количество кварца. Состав породы: кварц 50%, серицит 30%, карбонат 15%. Устойчивая ассоциация: Кв, Сер, Кар, Пт, Ру. Равнообъемная формула ($d_v = 2{,}75$):

$$Si_{173}Ti_1Al_{51}\,Fe^{\cdots}_4\,Fe^{\cdot\cdot}_1\,Mn_{0,6}\,Mg_6\,Ca_3\,Na_{0,7}\,K_{14}\,(OH + CO_2)_{133-27}.$$

Во внутренней части зоны возрастает количество пирита и кварца, появляется турмалин. Контуры псевдоморфоз по биотиту и плагиоклазу менее отчетливы, кристаллы пирита имеют пентагон-додекаэдрический облик и крупные размеры. Серицит также более крупночешуйчатый (0,2 *мм*). Турмалин плеохроирует в синих тонах. На глубине 184—186 *м* скв. 209 (повторной перерубкой) вскрывает апофизу жилы Мать, подсеченную основным стволом на глубине 203 *м*.

Внешняя зона изменения (обр. 25) прослеживается на расстоянии свыше метра в висячем боку и несколько менее в лежачем. Изменения здесь состоят в сплошной хлоритизации и карбонатизации амфибола и биотита, а также в лейкоксенизации сфена и избирательной карбонатизации плагиоклаза. Магнетит гематитизирован. Псевдоморфозы хлорита по биотиту имеют гомоосевый характер, содержат густую сеть выделений гематитизированного магнетита и лейкоксена, а по трещинкам спайности — выделения сидерита.

Промежуточная зона характеризуется преобладанием гидрослюдизации и карбонатизации, охватывающих цветные минералы. В псевдоморфозах по роговой обманке и биотиту обнаруживается преимущественно бурый карбонат (сидерит), небольшое количество кварца и серицита, а также повсеместно гематитизированный магнетит и лейкоксен. В то же время в псевдоморфозах по сфену лейкоксен часто замещен агрегатом кристалликов рутила. Ортоклаз не изменен (обр. 28). Устойчивая ассоциация: Ор, Кв, Гс, Кар, Лк, Гем. Равнообъемная формула ($d_v = 2{,}72$):

$$Si_{175}\,Ti_1\,Al_{46}\,Fe^{\cdots}_4\,Fe^{\cdot\cdot}_{1,1}\,Mn_{0,5}\,Mg_6\,Ca_6\,Na_{0,7}\,K_{13}\,(OH)_{32}\,(CO_2)_{143}\,O_{425}.$$

Внутренняя зона. Мощность этой зоны достигает 30 *см* (в висячем боку). Порода полностью серицитизирована (обр. 27). По роговой обманке развиты агрегаты карбоната (сидерит + кальцит), а также пирит, лейкоксен, рутил. По биотиту образуются гомоосевые псевдоморфозы серицита, содержащего карбонат. По плагиоклазу развивается равномернозернистый кварц-серицитовый с примесью кальцита агрегат, в котором иногда видны теневые контуры двойников. Микроклин отсутствует, вероятно, он также замещен, но псевдоморфоз по нему выявить невозможно. В породе наблюдается повышенное содержание кварца, среди которого встречаются выделения сфалерита. Первичная структура породы утрачена полностью, лишь псевдоморфозы по сфену, роговой обманке и биотиту просматриваются удовлетворительно. Устойчивая минеральная ассоциация: Кв, Сер, Пт, Ру, Кар. Равнообъемная формула ($d_v = 2{,}76$):

$$Si_{169}\,Ti_{0,7}\,Al_{48}\,Fe^{\cdots}_{7}Fe^{\cdot\cdot}_{9}\,Mn_{0,4}\,Mg_{8}\,Ca_{9}\,Na_{0,7}\,K_{13}\,(OH + CO_2)_{115-24}.$$

Разрез 209 *в* (глубина 198—206 *м*)

На глубине 199 *м* вскрыта жила Мать, на глубине 203 *м* ее безымянная апофиза, а на глубине 205 *м* — жила Бро.

Жила Мать имеет мощность 10 *см* и представляет собой зону пиритизации, насыщенную кварц-сульфидными жилками мощностью от 1 до 10 *мм*.

Внешняя зона изменения имеет мощность около 1 *м* в висячем боку и несколько меньшую в лежачем и характеризуется (обр. 30) хлоритизацией и карбонатизацией роговой обманки и биотита. Состав породы: кварц 35—40%, альбит 35—40%, микроклин 15%, псевдоморфозы по амфиболу, биотиту, а также сфен, эпидот, магнетит 10 — 15%.

По роговой обманке и биотиту развивается зеленый хлорит с довольно значительным количеством ильменита, а также карбоната (анкерит) и кварца. Сфен не лейкоксенизирован, иногда он замещается ильменитом. Плагиоклаз равномерно соссюритизирован и повсеместно в той или иной степени замещается микроклином. Магнетит не изменен. Химический состав породы:

$$Si_{176}\,Ti_{1,5}\,Al_{50}\,Fe^{\cdots}_{3}\,Fe^{\cdot\cdot}_{7}\,Mn_{0,3}\,Mg_{5}\,Ca_{11}\,Na_{22}\,K_{7}\,(OH)_{18}\,(CO_2)_{1}\,S_{0,4}\,O_{458}.$$

Промежуточная зона (обр. 35), имеющая мощность 50 *см* в лежачем боку и отсутствующая в висячем, характеризуется замещением наряду с цветными минералами также и плагиоклаза, по которому развивается агрегат серицита и карбоната (кальцита), появлением пирита по магнетиту, а также лейкоксена и рутила по сфену. Хлорит в псевдоморфозах по роговой обманке и биотиту с периферии чешуек замещается гидрослюдой, а анкерит предыдущей зоны — сидеритом. Плагиоклаз замещен агрегатом мелкочешуйчатого (0,01 *мм*) серицита и карбоната (кальцита), но сквозь густую сыпь этих минералов просматриваются полисинтетические двойники и отдельные реликты, сохранившиеся от замещения. Микроклин совершенно свободен от замещения.

Состав породы: кварц 30%, микроклин 7%, псевдоморфозы по амфиболу и биотиту 13%, а также пирит, рутил, анкерит, псевдоморфозы по плагиоклазу — 50%. Равнообъемная формула породы ($d_v = 2{,}70$):

$$Si_{175}\,Ti_{1}\,Al_{46}\,Fe^{\cdots}_{2}\,Fe^{\cdot\cdot}_{10}\,Mn_{0,4}\,Mg_{5}\,Ca_{7}\,Na_{13}\,K_{10}\,(OH)_{28}\,(CO_2)_{9}\,S_{2}\,O_{430}.$$

Внутренняя зона (обр. 31, 32, 34) имеет мощность около 0,5 *м* в висячем и 25 *см* в лежачем боку жилы и характеризуется сплошным замещением плагиоклаза и микроклина серицит-карбонатным с кварцем агрегатом. Псевдоморфозы по роговой обманке и биотиту выполнены сидеритом с небольшой примесью серицита и кварца. Сфен первичной породы и ильменит внешней зоны повсеместно замещены рутилом. Качественный минеральный состав зоны, определяющейся устойчивостью ассоциации: Сер, Кв,

Карб (2 фазы), Пт, Ру, сохраняется во всех ее частях. Однако количественные соотношения не всегда постоянны: в непосредственной близости от рудных жилок в центральной части внутренней зоны (мощность 10 *см*) несколько возрастает количество кварца и пирита, почти совершенно стираются реликты первичной структуры, уменьшается содержание сидерита, серицит укрупняется и относительно равномерно распределен по породе, содержащей многочисленные микрожилки кварца с пиритом, арсенопиритом и др. Состав породы: кварц 55%, серицит 35%, карбонат 5%, пирит 5%.

На глубине 203 *м* вскрыты две сближенных на расстоянии 1 *см* жилки пирита мощностью по 2 *мм* каждая (апофиза жилы Мать). Изменения возле них захватывают полосу шириной 65 *см* в висячем и 50 *см* в лежачем боку. Около жилки в зоне 1,5 *см* заметно полное преобразование породы: сплошная серицитизация полевых шпатов, пиритизация, карбонатизация. По цветным минералам развиваются бурый карбонат, кварц, серицит, по сфену — агрегаты мелкозернистого рутила, погруженного в кварц.

Промежуточная зона отличается более светлой окраской (обр. 38), имеет мощность 15—20 *см* в висячем боку и характеризуется в отличие от предыдущей наличием в псевдоморфозах по плагиоклазу, наряду с мелкозернистым серицитом (гидрослюдой), также контронита.

Внешняя зона (обр. 36) в висячем боку имеет мощность 50 *см* и отличается хлоритизацией цветных минералов, сохранением альбита и ортоклаза, наличием гематита и лейкоксена. Минеральный состав породы определяется устойчивостью ассоциации: Аб, Ми, Хл, Кар, (1 + 2), Гем, Лк.

Третья жила рассматриваемого разреза (Бро) залегает на глубине 205 *м*. Она представляет собой систему кварцевых прожилков с сульфидами, сосредоточенных в интервале 10 *см*, среди инвенсивно серицитизированных и окварцованных пород. В висячем боку жилы в интервале 20 *см* наблюдается зона сплошной серицитизации (обр. 48) и умеренной пиритизации, характеризующаяся устойчивостью минеральной ассоциации: Сер, Кв, Пт, Ру, Кар.

В промежуточной зоне (мощность 30—50 *см*) преобладает гидрослюдизация. Полевые шпаты замещены гидрослюдой, цветные минералы — бурым карбонатом с реликтами хлорита (обр. 46, 45, 50).

Внешняя зона — зона карбонатизации и хлоритизации имеет мощность в пределах до 1 *м*.

Таким образом, рассмотренный разрез характеризуется наличием следующих зон: 0—неизмененного гранодиорита, I *а* — слабой карбонатизации, I *б* — хлоритизации (иногда с микроклинизацией), II *а* — гидрослюдизации и контронитизации, II *б* — гидрослюдизации и пиритизации, III *а* — серицитизации, III *б* — серицитизации и турмалинизации. Соотношения мощностей зон примерно следующее: ∞ : 4 : 2 : 1.

Разрез 235

Скважина вскрывает две сближенных полосы серицитизированных пород (вкрапленников), залегающих в диоритах на продолжении жилы Мать-Бро

Химический состав кварцевого диорита (табл. 35) отвечает следующей равнообъемной формуле ($d_v = 2{,}82$):

$$Si_{166}\,Ti_{1,7}\,Al_{62}\,Fe^{\cdots}_{8}\,Fe^{\cdot\cdot}_{8}\,Mn_{0,1}\,Mg_{10}\,Ca_{19}\,Na_{19}\,K_{6}\,(OH)_{14}\,(CO_2)_1\,S_{0,3}\,O_{476}.$$

Внешняя зона изменения (обр. 31) имеет мощность до 15 *м*, в ней наблюдается замещение роговой обманки и биотита хлоритом и карбонатом, а также избирательная слабая карбонатизация плагиоклаза. Несколько возрастает содержание калиевого полевого шпата. Сфен повсеместно лейкоксенизирован, а магнетит не изменен. Устойчивая минеральная ассоциация: Пл, Кпш, Кв, Хл, Кар, Мт, Лк. Равнообъемная формула ($d_v = 2{,}66$):

$$Si_{161}\,Ti_{0,7}\,Al_{52}\,Fe^{\cdots}_{5}\,Fe^{\cdot\cdot}_{6}\,Mn_{0,1}\,Mg_{3}\,Ca_{13}\,Na_{14}\,K_{9}\,(OH)_{59}\,(CO_2)_9\,S_{0,3}O_{447}.$$

Таблица 35

Химический состав измененных пород зон вкрапленников Дарасуна (разрез скв. 235)

Компоненты	Зоны			Компоненты	Зоны		
	0—кварцевый диорит	I—хлоритизация—карбонатизация	III—серицитизация		0—кварцевый диорит	I—хлоритизация—карбонатизация	III—серицитизация
	30	31	38		30	31	38
				Содержание элементов-примесей, $n \cdot 10^{-4}$ %			
SiO_2	58,81	60,20	62,36	V	70	—	30·10
TiO_2	0,80	0,76	0,42	Ba	700	—	700
Al_2O_3	18,63	16,34	14,62	Sr	300	—	700
Fe_2O_3	3,59	2,65	1,48	Sn	—	—	—
FeO	3,29	2,54	2,99	Cu	10	—	30
MnO	0,06	0,08	0,43	Ni	30	—	10
MgO	2,42	0,79	0,98	Co	10	—	30
CaO	6,30	4,54	4,41	Cr	20	—	30
Na_2O	3,50	2,80	0,14	Zn	100	—	—
K_2O	1,56	2,64	4,00	Pb	70	—	70
H_2O^+	0,76	3,30	1,63	Ga	70	—	200
H_2O^-	0,16	0,72	0,48	Zr	300	—	100
P_2O_5	0,18	0,13	0,08	Y	30	—	—
S	0,06	0,05	0,17	Sc	5	—	—
CO_2	0,28	2,28	5,57	Sn	Не опр.	—	10
				W	„	—	70
Сумма	100,40	99,82	99,76	Ag	„	—	10
d_v	2,82	2,66	2,73				

Промежуточная зона характеризуется замещением амфибола, биотита и плагиоклаза (обр. 32—36) гидрослюдой и карбонатом, а также монтмориллонитом. Ее мощность составляет 4—5 *м*. Первичный микроклин сохраняется и даже замечается увеличение его количества. Иногда наблюдается свободный от замещения альбит. Магнетит повсеместно гематитизирован и частично замещен пиритом, а сфен лейкоксенизирован. Устойчивая ассоциация: Кпш, (Аб), Кв, Гс, Мон, Гем, Лк.

Внутренняя зона — зона сплошной серицитизации (обр. 37, 38) характеризуется полным замещением плагиоклаза сравнительно мелкозернистым серицитом; по роговой обманке и биотиту наблюдаются нечеткие псевдоморфозы — скопления карбоната (преимущественно анкерит), серицита и рудной пыли. Микроклин обычно сохраняется свежим и лишь рассекается жилками серицита (обр. 38), иногда он отсутствует. По сфену развиваются агрегаты зерен рутила, погруженных в кварц. Магнетит замещен пиритом, однако количество пирита сравнительно невелико. Устойчивая минеральная ассоциация: Кпш, Кв, Сер, Пт, Ру. Равнообъемная формула (d_v=2,73):

$$Si_{171}\,Ti_1\,Al_{47}\,Fe_3^{'''}\,Fe_7^{''}\,Mn_1\,Mg_4\,Ca_{13}\,Na_{0,7}\,K_{14}\,(OH)_{30}\,(CO_2)_{22}\,S_1\,O_{422}.$$

Во внутренней зоне довольно часты халцедоново-кварцевые и карбонатные прожилки.

Типовая колонка измененных пород зон вкрапленников месторождения Дарасун. Полные разрезы по „телам вкрапленников" наблюдались в скв. 235, 209, 270, 228 и др., где от неизмененных гранодиоритов или габбро-диоритов до рудоносных кварцево-серицитовых метасоматитов прослеживается следующий ряд зон: 0—неизмененных пород; I *а* — флогопитизации и актинолитизации; I *б* — хлоритизации и карбонатизации; II — монтмориллонитизации и гидрослюдизации; III *а* — сплошной серицитизации; III *б* — серицитизации и турмалинизации.

0. Зона неизмененных пород характеризуется устойчивостью минералов первичной породы: в гранодиоритах — Пл, Кв, Мик, Би, Амф, Мт, Сф; в габбро-диоритах — Пл, Пи, Амф, Би, Мт, Сф. Равнообъемные формулы гранодиоритов и габбро-диоритов приведены на стр. 187—192.

Iа. Зона актинолитизации отличается от предыдущей лишь осветлением роговой обманки, частичным замещением ее мелкочешуйчатым зеленоватым биотитом и карбонатом (анкерит). Иногда в псевдоморфозах по роговой обманке наблюдается эпидот, однако его происхождение связано, вероятно, с автометасоматическими ранними процессами. Поэтому в состав „устойчивой минеральной ассоциации" этой зоны эпидот включен с известной условностью: Пл, Кв, Мик, Би, Кат, Кар, Мт, Сф, (Эп). Зону актинолитизации при полевом изучении частных разрезов обычно бывает трудно или даже невозможно выделить с полной определенностью.

Габбро-диориты в условиях этой зоны претерпевают более отчетливые преобразования, так как пироксен в них нацело замещен актинолитом. Биотит сохраняется незамещенным, хотя осветление его и снижение показателя преломления явно свидетельствуют в пользу наличия флогопитизации. В зоне актинолитизации устойчива следующая минеральная ассоциация: Акт, Фл, Пл, Мт, Сф. Мощность этой зоны в гранодиоритах не поддается строгому учету, так как переходы к вмещающей породе постепенны. Зато в габбро-диоритах она в 2—3 раза превосходит мощность внутренней зоны сплошной серицитизации. Равнообъемная формула габбро-диоритов из зоны актинолитизации ($d_v = 2{,}90$):

$$Si_{139}Ti_{0,7}Al_{50}Fe^{\cdot\cdot\cdot}_{7}Fe^{\cdot\cdot}_{16}Mn_{0,3}Mg_{57}Ca_{22}Na_{8}K_{4}(OH)_{66}(CO_2)_2P_6S_{0,3}O_{398}.$$

Iб. Зона хлоритизации и карбонатизации характеризуется полным замещением роговой обманки агрегатом карбоната и хлорита. Биотит замещается бесцветным хлоритом, а плагиоклаз испытывает лишь частичное замещение карбонатом, особенно возрастающее в центральных частях зональных зерен. Сфен полностью замещен агрегатом непрозрачного лей-

коксена и карбоната, а магнетит гематитизирован. Устойчивая минеральная ассоциация: Аб, Кв, Ми, Хл, Кар, Лк. Равнообъемная формула породы ($d_v = 2{,}60$):

$$Si_{167}Ti_2Al_{47}Fe^{\cdots}_5Fe^{\cdots}_6Mn_{0,3}Mg_5Ca_{12}Na_{20}K_6(OH)_{17}(CO_2)_4P_{0,4}S_{0,4}O_{434}.$$

В габбро-диоритах эта зона выражена неотчетливо. Однако удается установить, что псевдоморфозы по пироксену выполнены хлоритом и карбонатом (иногда совместно с эпидотом), биотит также хлоритизирован, но реликты его кристаллов достаточно обычны. Плагиоклаз испытывает лишь частичную карбонатизацию, магнетит повсеместно замещен гематитом, а сфен лейкоксенизирован. Устойчивая минеральная ассоциация: Аб, Хл, Кар, Гм, Лк, (Эп).

Мощность этой зоны в гранодиоритах обычно в 3—4, а в габбро-диоритах в 1,5 — 2 раза превышает мощность внутренней зоны полной серицитизации. На выклинивании тел „вкрапленников" относительная мощность этой зоны возрастает еще более.

II а. Зона гидрослюдизации и монтмориллонитизации в гранодиоритах проявлена неотчетливо, а в габбро-диоритах не обнаружена. Характерной особенностью минеральных преобразований в ней является замещение цветных минералов и плагиоклаза гидрослюдой и монтмориллонитом. Микроклин всегда устойчив, иногда его количество даже заметно возрастает по сравнению с исходным гранодиоритом. Важной особенностью этой зоны является замещение гематита пиритом. Устойчивая минеральная ассоциация: (Аб), Ми, Кв, Гс, Мон, Кар, Пт, Лк.

Мощность зоны сильно варьирует: от полного отсутствия, в особенности в центральных частях тел вкрапленников, до существенного преобладания на их выклинивании, где эта зона выступает в качестве внутренней. Равнообъемная формула породы ($d_v = 2{,}70$):

$$Si_{175}Ti_1Al_{46}Fe^{\cdots}_2Fe^{\cdots}_{10}Mn_{0,4}Mg_5Ca_7Na_{13}K_{10}(OH)_{28}(CO_2)_9P_{0,4}S_2O_{430}.$$

III а. Зона сплошной серицитизации характеризуется полным замещением всех первичных алюмосиликатов серицитом, кварцем и карбонатом. Первичная структура пород, достаточно отчетливо наблюдаемая в предыдущих зонах, здесь затушована. На месте цветных минералов обнаруживаются скопления карбоната, серицита с многочисленными кристалликами рутила, пирита, иногда апатита и циркона, на месте кристаллов сфена наблюдаются скопления изолированных кристалликов рутила, погруженного в кварц. Пирит распространен повсеместно, но в незначительном количестве. Кварц активно дорастает, его количество заметно увеличивается

Поведение микроклина неоднозначно: в центральной части внутренней зоны метасоматических тел он обычно не обнаруживается, а на периферии (на горизонтальном и особенно вертикальном выклинивании) его количество иногда даже возрастает. Устойчивая минеральная ассоциация зоны: Кв, (Ми), Сер, Кар (2 фазы), Пт, Ру. Равнообъемная формула (обр. 16); $d_v = 2{,}76$:

$$Si_{172}Ti_1Al_{51}Fe^{\cdots}_4Fe^{\cdot\cdot}_{11}Mn_{0,6}Mg_6Ca_3Na_{0,7}K_{14}(OH + CO_2)_{134-27}.$$

В габбро-диоритах состав зоны сплошной серицитизации тождествен таковому гранодиоритов за тем лишь исключением, что микроклин отсутствует, а соотношение между кварцем, серицитом и карбонатом меняется в пользу двух последних.

III б. Зона турмалинизации обнаружена лишь в осевой части зоны сплошной серицитизации, где резко возрастает количество пирита и кварца и появляется турмалин. Наряду с вкрапленностью пирита порода насыщена также мелкими прожилками сульфидов (пирита, арсенопирита, галенита, сфалерита). Устойчивая минеральная ассоциация: Кв, Ту, Ру, Пт. Равнообъемная формула серицитизированной и турмалинизированной породы из центральной зоны „вкрапленников" ($d_v = 2{,}76$):

$$Si_{160}Ti_1Al_{52}Fe^{\cdots}_{10}Fe^{\cdot\cdot}_{15}Mn_{0,8}Mg_5Ca_2Na_{0,5}K_{14}(OH + CO_2)_{29-140}.$$

Таким образом, сводная метасоматическая колонка вкрапленников имеет шестичленное строение (табл. 36). Приведенная схема иллюстрирует полную метасоматическую колонку в центральных частях линзовидных тел вкрапленников, залегающих либо в гранодиоритах, либо в габбро-диоритах. Соотношение мощностей последовательных зон отвечает соответственно рядам (∞; >3—5; 3—4; 0—2; 1;1) для гранодиоритов и (∞; 2—3; 1,5—2; 0; 1; 1) — для габбро-диоритов. Характер контактов между зонами в большинстве случаев свидетельствует о наличии быстрого, но постепенного перехода, происходящего обычно в интервале 1—2 *см*.

Эволюция зональности по флангам метасоматических тел состоит в выклинивании внутренних зон и увеличении мощности промежуточных с появлением в них смешанных парагенезисов, определяемых обилием реликтовых минералов. Вертикальная зональность проявляется в увеличении с глубиной устойчивости микроклина и в индивидуализации на глубине зоны фельдшпатизации.

Типовая колонка околорудных пород жилы Мать-Бро. Изучение частных разрезов по скважинам 205, 202, 209, 232, 235, 228, 242 и др., вскрывающим жилу Мать-

Таблица 36

Идеализированная схема метасоматической колонки „вкрапленников" Дарасуна

Фазы и компоненты	Зоны					
	0—гранодиорит или габбро-диорит	I *а*—флогопитизация	I *б*—хлоритизация и карбонатизация	II—гидрослюдизация**	III *а*—серицитизация	III *б*—турмалинизация
Минеральные парагенезисы зон	Амфибол* Биотит Плагиоклаз Кварц Микроклин Магнетит Сфен — —	Актинолит Флогопит Плагиоклаз Кварц Микроклин Магнетит Сфен (Карбонат) (Эпидот)	— Хлорит Альбит Кварц Микроклин Гематит Лейкоксен Карбонат (1+2) (Эпидот)	— Гидрослюда (монтмориллонит) Альбит Кварц Микроклин Пирит Лейкоксен Карбонат (1+2) —	— Серицит — Кварц (Микроклин) Пирит Рутил Карбонат (1 + 2) —	— Серицит — Кварц Турмалин Пирит Рутил Карбонат —
Инертные и избыточные компоненты	Ti, Al, Si, K, Na, Mg, $Fe^{\cdot\cdot\cdot}$, Ca, $Fe^{\cdot\cdot}$	Ti, Al, Si, K, Na, Mg, $Fe^{\cdot\cdot\cdot}$, $Fe^{\cdot\cdot}$	Ti, Al, Si, K, Na, Mg, $Fe^{\cdot\cdot\cdot}$	Ti, Al, Si, K, (Na), (Mg), S	Ti, Al, Si, K, S	Ti, Al, Si, (K), S

* В габбро-диоритах пироксен вместо амфибола.
** Эта зона в габбро-диоритах часто выпадает.

Бро в интервале около 1000 *м* по горизонтали и в различных вмещающих породах, позволяет наметить обобщенную схему метасоматической зональности боковых пород кварцево-сульфидных жил и проследить их эволюцию в зависимости от исходного состава и положения в разрезе (табл. 37).

Таблица 37

Идеализированная схема метасоматической колонки околорудных пород жилы Мать-Бро

Фазы и компоненты	Зоны				
	0—неизмененная порода	I *а*—актинолитизация	I*б*—хлоритизация и карбонатизация	II—контронитизация и гидрослюдизация	III—серицитизация
Минеральные парагенезисы	Роговая обманка (Пироксен) Плагиоклаз Микроклин Кварц Биотит Сфен Магнетит	Актинолит — Плагиоклаз Микроклин Кварц — Флогопит Магнетит (Эпидот)	Хлорит — Альбит Микроклин Кварц — — Ильменит Гематит	(Хлорит) (Контронит) Гидрослюда Микроклин — Карбонат Кварц Пирит (Пирротин) Лейкоксен	— — — Серицит — Карбонат Турмалин Кварц Рутил Пирит —
Инертные и избыточные компоненты	Ti, Al, Si, Fe$^{\cdot\cdot}$, Na, Mg, Ca, Fe, K	Ti, Al, Si, Fe$^{\cdot\cdot}$ Na, Mg, Ca, K	Ti, Al, Si, K, Na, Mg	Ti, Al, Si, K, S	Ti, Al, Si, S

Особенно полная колонка измененных пород около жилы Мать-Бро наблюдается по скв. 209, вскрывающей последовательно жилу Мать (гл. 199 *м*), Бро (гл. 205 *м*) и апофизу жилы Мать, причем последнюю двумя подсечениями (203 и 185 *м*).

В строении околорудных пород выявлены пять зон.

0. Зона неизмененных пород, представленных гранитами, либо гранодиоритами, либо габбро-диоритами. Во всех случаях в неизмененных породах присутствует эпидот, тяготеющий к биотиту и роговой обманке. Кроме того, в гранодиоритах и гранитах, а иногда и габбро-диоритах плагиоклаз частично замещен микроклином. Эпидотизация и слабая фельдшпатизация не связаны с околорудным метасоматизмом, так как фиксируются в „неизмененных" породах месторождения повсеместно. Состав неизмененных пород определяется следующи-

ми ассоциациями минералов: в гранодиоритах и кварцевых диоритах — Пл, Би, Амф, Кв, Ми, Мт, Сф; в габбро-диоритах: Пл, Пи, Амф, Мт, Сф. Равнообъемные формулы приведены на стр. 140.

Iа. Зона актинолитизации пироксена и роговой обманки с параллельной флогопитизацией биотита наблюдается во внешней части измененных пород исключительно в габбро-диоритах и только на выклинивании (западный фланг) рудной жилы. Пироксен полностью замещен актинолитом. Кроме того, метасоматические преобразования захватывают роговую обманку и биотит, которые осветляются, снижают показатель преломления и „сбрасывают" железо. Эти псевдоморфозы всегда имеют гомоосевой характер. При этом выделяется магнетит в виде сыпи мелких кристаллов. Кроме магнетита, иногда наблюдается и лейкоксен, развивающийся по спайности в биотите. Сфен так же устойчив, как и плагиоклаз, соссюритизация которого не превышает таковой в неизмененных породах. Устойчивая ассоциация: Акт, Сф, Фл, Пл, Мт. Равнообъемная формула габбро-диорита из зоны актинолитизации ($d_v = 2{,}90$):

$$Si_{139}Ti_{0.7}Al_{50}Fe^{'''}_{7}Fe^{''}_{16}Mn_{0,3}Mg_{57}Ca_{22}Na_{8}K_{4}(OH)_{66}S_{0,3}P_{0,1}O_{400}.$$

Iб. Зона хлоритизации и карбонатизации отсутствует на выклинивании рудных жил в габбро-диоритах, но повсеместно наблюдается во вмещающих гранодиоритах и гранитах центральных частей жил в качестве самого внешнего обрамления метасоматических тел. Роговая обманка замещена агрегатом хлорита, карбоната, рудным веществом (магнетит и лейкоксен) и эпидотом. Сфен нацело замещен лейкоксеном. Биотит также хлоритизирован, по спайности в нем развиваются удлиненные выделения окислов железа и титана, а также карбонатов.

Плагиоклаз испытывает лишь незначительные изменения: во внешней части зоны он по трещинкам спайности карбонатизирован, а во внутренней — центральные части зерен замещены карбонатом и зеленым хлоритом (возможно, присутствует и нонтронит). Микроклин (в случае его присутствия) не испытывает изменения. Устойчивая минеральная ассоциация зоны: Аб, Хл, Ми, Кв, Гм + Мт, Лк. Равнообъемная формула гранодиорита из зоны хлоритизации ($d_v = 2{,}69$):

$$Si_{176}Ti_{2}Al_{50}Fe^{'''}_{3}Fe^{''}_{7}Mn_{0,3}Mg_{5}Ca_{11}Na_{22}K_{7}(OH)_{18}(CO_2)_{1}S_{0,4}P_{0,4}O_{156}.$$

Таким образом, при переходе от неизмененных пород к внешней зоне метасоматитов неустойчивыми становятся роговая обманка, биотит и магнетит, замещенные соответственно актинолитом, флогопитом и ильменитом. Это преобразование может быть связано с переходом в подвижное состояние

окисного железа. Закисное железо, хотя и покидает, вероятно, роговую обманку, биотит и магнетит, но фиксируется здесь же в форме ильменита.

II. Зона контронитизации и гидрослюдизации отчетливо проявлена лишь в центральных сечениях околожильных пород, в то время как на флангах она нередко непосредственно примыкает к рудной жиле. Эта зона характеризуется неустойчивостью на ряду с цветными минералами также и плагиоклаза, замещаемого тонкочешуйчатым слюдистым агрегатом (гидрослюда) и частично контронитом. Здесь появляется пирит, сосуществующий с гематитом, а иногда встречается и ильменит. Альбит, как правило, неустойчив, хотя иногда он присутствует в реликтах. Микроклин не изменен.

Минеральный парагенезис зоны определяется наличием ассоциации: (Аб), Ми, Кв, Гс, Кар (1 + 2), Гм + Пт, Лк для гранодиоритов и Хл, Гс, Лк, Пт — для габбро-диоритов. Равнообъемная формула гранодиоритов из зоны гидрослюдизации ($d_v = 2{,}72$):

$$Si_{175}Ti_{0,8}Al_{46}Fe^{\cdots}_{4}Fe^{\cdot\cdot}_{11}Mn_{0,5}Mg_{6}Ca_{6}Na_{1}K_{13}(OH)_{32}(CO_2)_{14}S_3O_{435}.$$

Во внешней и промежуточной зонах замещение амфибола, биотита и плагиоклаза происходит не одноактно, а дифференцированно, вследствие чего эти минералы необходимо рассматривать как двухфазные системы соответственно Амф (Тр+Грю), Би — (Фл + Сдф), Пл — (Аб + Ан).

III. Зона сплошной серицитизации является внутренней зоной измененных пород и характеризуется максимальной степенью их переработки. Все первичные минералы (кроме кварца) замещены. Структура первичных пород «стирается». По роговой обманке и биотиту псевдоморфозы сложены сидеритом и кальцитом, а также серицитом и кварцем. По плагиоклазу и микроклину развивается агрегат крупночешуйчатого «розетковидного» серицита при подчиненном количестве кварца. Лейкоксен повсеместно перекристаллизован в рутил, а гематит замещен пиритом. Во внутренней части зоны резко возрастает количество пирита и кварца, иногда появляется турмалин. Устойчивая ассоциация: Сер, Кв, Кар (2 фазы), Пт, Ру, (Ту). Иногда во внутренней зоне (особенно на выклинивании) сохраняется микроклин, многочисленные реликты хлорита, серицит имеет мелкозернистое строение, количество пирита убывает. Равнообъемная формула серицитизированного гранодиорита ($d_v = 2{,}76$):

$$Si_{169}Ti_{0,7}Al_{48}Fe^{\cdots}_{7}Fe^{\cdot\cdot}_{9}Mn_{0,4}Mg_{8}Ca_{9}Na_{0,7}K_{13}(OH\,CO_2)_{24-115}.$$

Внутренняя зона подразделяется на две подзоны. Во фронтальной ее части одновременно исчезают амфибол и осветлен-

ный биотит (флогопит) и в качестве устойчивых выступают хлорит, ильменит. В тыльной части внутренней зоны происходит исчезновение нонтронита, а также ильменита, замещающегося рутилом. Здесь переходят в подвижное состояние натрий, и магний, в то время как инертными остаются лишь титан и алюминий.

Общей особенностью колонки трехмерной зональности околорудных пород является переход околожильных метасоматитов на выклинивании в зоны «вкрапленников», а также неполнота развития внутренних зон при широком распространении промежуточных и внешних, «вялость» всего процесса, наличие неустойчивых реликтовых минералов.

Ближе к центральным частям (скв. 202, 209) угол падения жилы, как правило, возрастает, относительная мощность и проработка боковых пород также увеличивается при сохранении или даже уменьшении мощности жилы, разветвляющейся здесь (скв. 209) на несколько апофиз. Жила на этом участке залегает в гранодиоритах, которые в околожильном пространстве преобразованы и имеют зональное строение: 0—неизмененные гранодиориты; I *а* — зона слабой карбонатизации и хлоритизации; II — зона гидрослюдизации; III — зона сплошной серитизации. Соотношения мощностей зон: ∞; 4; 2; 1.

Сравнение метасоматической колонки вкрапленников с колонкой околожильных пород жилы Мать-Бро свидетельствует о значительной их аналогии. Различия сводятся лишь к большей мощности второй, более отчетливому проявлению пиритизации, а также в ряде случаев окварцевания и турмалинизации. Поэтому есть основание дать обобщенное рассмотрение химизма преобразования пород в ходе формирования тех и других.

На основании серии полных химических анализов пород различных зон можно выявить закономерность перемещения в них породообразующих компонентов.

Переход к зоне актинолитизации ($0 \rightarrow Ia$) характеризуется следующей равнообъемной формулой ($\Delta d_v = 0{,}01$):

$$Si_{-3}Ti_{-0{,}6}Al_{+2}Fe^{\cdot\cdot\cdot}_{-1}Fe^{\cdot\cdot}_{+2}Mn_{-0{,}1}Mg_{+4}Ca_{-3}Na_{-2}K_{+1}(OH)_{+16}$$

$$(CO_2)_{+1}S_{-0{,}3}P_{-0{,}1}O_{-17}.$$

Из формулы следует, что изменения в химизме при переходе $0 \rightarrow Ia$ сопровождаются незначительным выносом Si, Ca, Na, частичным восстановлением $Fe^{\cdot\cdot\cdot}$ и некоторым привносом OH, O, Al. При переходе от неизмененных гранодиоритов к зоне хлоритизации—карбонатизации ($\Delta d_v = 0{,}03$) изменения состава сравнительно незначительны:

$$Si_{-12}Ti_0Al_{-2}Fe^{\cdot\cdot\cdot}_{+2}Fe^{\cdot\cdot}_{-2}Mn_0Mg_0Ca_0Na_3K_{-1}(OH)_{+8}(CO_2)_3S_{+0{,}1}P_0O_{-26}.$$

Привносится (OH), CO_2, изменяется соотношение $Fe^{\cdot\cdot}$ и $Fe^{\cdot\cdot\cdot}$ в пользу последнего и выносятся Si, Na и O. Изменения в содержании других компонентов здесь не происходит, хотя, судя по смене ассоциаций — (Амф + Би) → Хл, Пл → Аб + + Кар; Мт → Гм, Сф → Лк — здесь переходят в подвижное состояние Ca, $Fe^{\cdot\cdot}$.

В зоне II (гидрослюдизация) фиксируется дальнейшее увеличение содержания (OH), CO_2, а также S при незначительном сокращении Si. Переход 0 → II характеризуется формулой ($\Delta d_v = 0{,}02$):

$$Si_{-4}Ti_0Al_{-3}Fe^{\cdot\cdot\cdot}_{-1}Fe^{\cdot\cdot}_{+2}Mn_0Mg_0Ca_{-5}Na_{-10}K_{+2}(OH)_{+20}(CO_2)_{+8}S_{+2}P_0O_{+6}$$

Главными фазовыми переходами здесь являются: Хл ± ± Аб → Гс ± Аб; Гм → Пт, указывающие на переход в подвижное состояние Mg и $Fe^{\cdot\cdot}$, а иногда и Na (центральные части линз).

Формирование зоны III*а* (переход 0 → III) сопровождается практически полным удалением Na, дальнейшим выносом Si, сокращением количества Ca, некоторым привносом K, а также S, Pb, Zn; $\Delta d_v = 0{,}03$:

$$Si_{-6}Ti_0Al_{+3}Fe^{\cdot\cdot\cdot}_{+1}Fe^{\cdot\cdot}_{-7}Mn_0Mg_{+1}Ca_{-9}Na_{-22}K_{+6}.$$

Существо метасоматических преобразований состоит в фазовых переходах: Гс ± Аб ± Ми — Сер, Лк — Ру.

Кроме того, в зоне III*б* наблюдается частичное замещение серицита турмалином и кварцем. Однако равновесное состояние ассоциации Ту + Кв + Ру + Пт наблюдается лишь в редких случаях. Химизм перехода III*а* → III*б* иллюстрируется формулой ($\Delta d_v = 0{,}01$):

$$Si_{-12}Ti_0Al_{+1}Fe^{\cdot\cdot\cdot}_{+6}Fe^{\cdot\cdot}_{+3}Mn_0Mg_0Ca_0Na_0K_0(OH+CO_2)_{+7-2}.$$

Таким образом, общая направленность изменения химизма состоит в последовательном выносе Si из всех зон, практически полном выносе Na в зоне III, а иногда и в зоне IV, существенном привносе CO_2 (начиная с зоны I*б*), OH (начиная с зоны I*а*), а также S (начиная с зоны II).

ОКОЛОРУДНЫЕ ПОРОДЫ НИЗКОТЕМПЕРАТУРНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

На территории Забайкалья, и в частности в пределах золото-молибденового пояса, широко распространены низкотемпературные рудопроявления и месторождения флюорита, золота и

серебра, самородного мышьяка и сурьмы, ртути, а также других редких элементов. Общими особенностями всех рудопроявлений этого типа является значительная удаленность от материнских пород, относительно малые глубины формирования, наличие халцедоновидного кварца в качестве главного жильного минерала и, наконец, аргиллизация боковых пород, выступающая в качестве ведущего процесса околорудных преобразований.

Генетическая связь этих рудопроявлений с материнскими породами либо неясна (Балей), либо устанавливается с известной приближенностью (Солонечное). Это обстоятельство, а также сложность закономерностей их пространственного размещения долгое время затрудняли металлогенические построения, их классификацию, выявление поисковых признаков и решение ряда генетических вопросов.

Лишь в последние годы в результате работ многих исследователей [Кормилицын, 1959; Петровская и др., 1961; Щеглов, 1961; Фогельман, 1962; Казицын и др., 1962; Строна, 1962] наметились пути решения главных вопросов их металлогении. Определились возрастные пределы оруденения, в ряде случаев генетическая связь с материнскими породами, закономерности рудоотложения и особенности околорудных преобразований вмещающих пород.

Не вдаваясь в анализ геолого-структурной и металлогенической позиции эпитермального оруденения, поскольку многие из этих вопросов рассмотрены в указанных выше исследованиях, отметим лишь, что при всем многообразии рассматриваемых рудопроявлений, они с известной условностью могут быть объединены в три группы, каждой из которых соответствует одно или несколько типовых месторождений: 1) флюоритовые, иногда с признаками ртутной и редкометальной минерализации месторождения (Солонечное, Усугли); 2) золото-серебряные и сурьмяные месторождения Балей, Итака; 3) самородномышьяковые месторождения, иногда с признаками ртутной и редкометальной минерализации (Карамаевское). В соответствии с этим подразделением ниже приводится описание метасоматических околорудных пород типовых примеров, характеризующих две первые группы.

Как известно, Забайкалье, в пределах которого установлено свыше 100 флюоритовых рудопроявлений и месторождений, является важнейшим в Советском Союзе источником высококачественного плавикового сырья. Вследствие этого геологическое строение флюоритовых месторождений, их вещественный состав (обычно очень простой), закономерности пространственного размещения рудных полей и узлов изучены достаточно полно. Несколько хуже изучены гидротермальные изменения боковых пород. Но в результате работ последних лет [Якжин, 1962; Кор-

милицын, Иванова, 1959; Соловьев, 1961; Кормилицын, 1959; Щеглов, 1959] установлено, что флюоритовая минерализация в Забайкалье завершает мезозойский металлогенический цикл, повсеместно она локализуется в халцедоно-кварцевых жилах и сопровождается интенсивной аргиллизацией боковых пород.

К группе халцедоно-флюоритовых месторождений тесно примыкают халцедоно-жильные с флюоритом и сопутствующей редкометальной минерализацией месторождения, которые изучены еще недостаточно.

Тип Солонечного

Среди эпитермальных рудных образований Забайкалья Солонечное является ярким представителем группы жильных кварц-флюоритовых месторождений, практически лишенных сопутствующей рудной минерализации и характеризующихся штокверковым строением рудных залежей. Геологическое строение месторождения, структуры рудного поля, минералогия и генезис руд рассматривались рядом авторов [Якжин, 1962; Иванова, 1965, и др.], поэтому приведем здесь лишь краткую характеристику этих вопросов, а основное внимание сосредоточим на околорудных изменениях вмещающих пород.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ РУДНОГО ПРОЦЕССА

Месторождение Солонечное, представляющее собой мощную и протяженную грубоштокверковую кварц-флюоритовую залежь (рис. 26), располагается в амфиболо-биотитовых порфировидных гранитах предположительно верхнеундинского комплекса (Pz_2), слагающих крупный массив в верховьях р. Уров. В незначительном удалении от месторождения распространены мезозойские вулканогенные образования, а на территории рудного поля (наряду с палеозойскими дайками аплитов) — мезозойские дайки диоритовых порфиритов, лампрофиров и трахидолеритов.

В пределах флюоритоносной структуры, имеющей протяженность около 1 *км*, выделяется несколько более или менее изолированных рудных тел, наиболее крупным из которых является «основное рудное тело». Последнее представляет собой сплошное сплетение халцедоно-кварцевых и флюоритовых жил, разделенных блоками окварцованных и аргиллизированных пород. Общая мощность такого тела в центральной его части достигает 30 *м* и сохраняется постоянной в пределах глубины вскрытия карьером. Однако на глубине около 200 *м*, судя по данным бурения, флюоритовая минерализация резко убывает при сохранении халцедоно-кварцевой.

Руды Солонечного сложены халцедоновидным кварцем, помимо которого установлены лишь гидрослюда, адуляр, каолинит, а изредка пирит и арсенопирит. Детальное описание руд

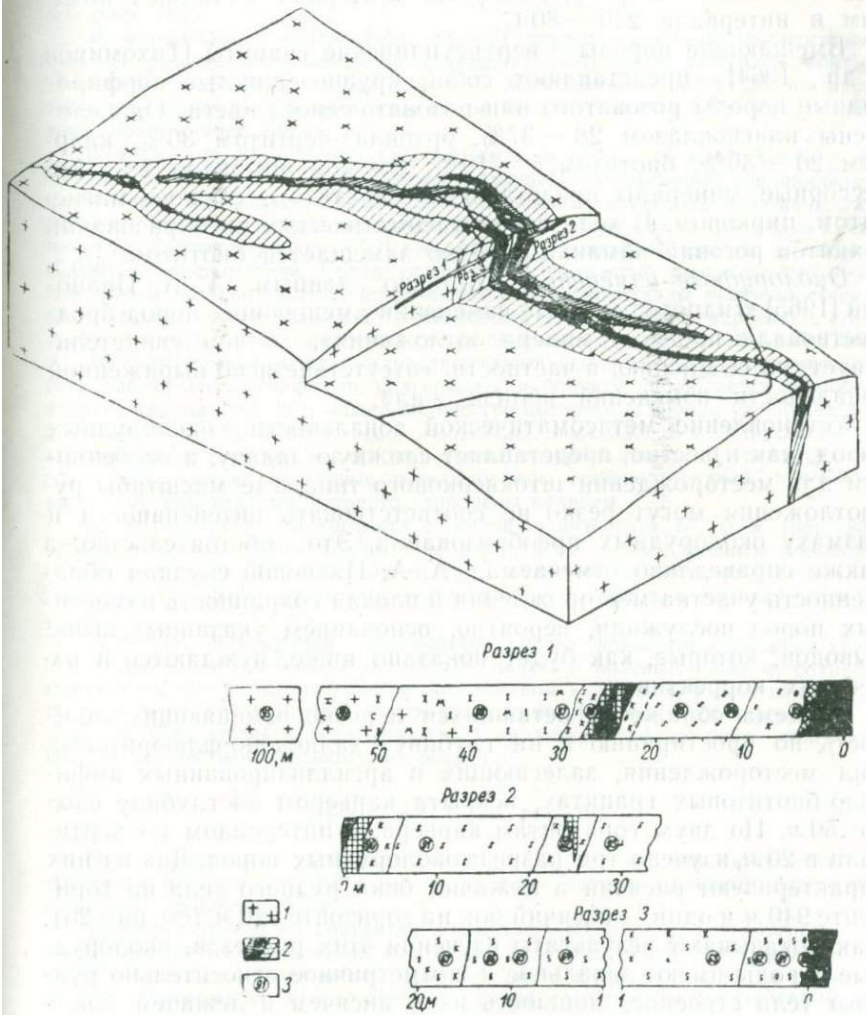


Рис. 26. Схематическая блок-диаграмма и детальные разрезы флюоритового месторождения Солонечное.

1—биотитовые среднезернистые граниты; *2*—флюорит-халцедоновые жилы с ореолами изменения пород в виде окварцевания (*о*), каолинизации (*к*), серицитизации (*s*), хлоритизации (*х*); *3*—место взятия пробы.

содержится в работе А. А. Ивановой [1965], которая подразделяет рудный процесс на 4 стадии: 1) раннюю флюоритовую; 2) адуляр-флюоритовую; 3) позднюю флюоритовую и 4) позднюю кварцевую.

Результаты термобарометрических исследований флюорита Солонечного [Ермаков, 1950; Иванова, 1965] свидетельствуют об изменении температурного режима от ранних стадий к поздним в интервале 240 — 80°С.

Вмещающие породы — верхнеундинские граниты [Тихомиров и др., 1964] — представляют собой крупнозернистые порфировидные породы розоватого или розовато-серого цвета. Они сложены плагиоклазом 28 — 37%, ортоклаз-пертитом 30%, кварцем 20 — 30%, биотитом 5 — 10%, роговой обманкой 2%. Акцессорные минералы представлены апатитом, сфеном, магнетитом, цирконом. В ходе автометасоматических преобразований гранитов роговая обманка нередко замещается биотитом.

Околорудные изменения. Согласно данным А. А. Ивановой [1965] «гидротермальные изменения вмещающих пород предшествовали процессу минералоотложения», о чем свидетельствует, по ее мнению, в частности, «отсутствие ясно выраженной зональности изменений вблизи жил».

Установление метасоматической зональности околорудных пород, как известно, представляет сложную задачу, в особенности для месторождений штокверкового типа, где масштабы рудоотложения могут резко не соответствовать интенсивности и размаху околорудных преобразований. Это обстоятельство, а также справедливо отмечаемая А. А. Ивановой скудная обнаженность участка месторождения и плохая сохранность измененных пород послужили, вероятно, основанием указанных выше выводов, которые, как будет показано ниже, нуждаются в известных коррективах.

Система сближения ветвящихся и резко изменяющих мощность по простиранию и на глубину халцедоно-флюоритовых жил месторождения, залегающих в аргиллизированных амфиболо-биотитовых гранитах, вскрыта карьером на глубину свыше 50 *м*. По двум горизонтам карьера, с интервалом по вертикали в 20 *м*, изучено три разреза околорудных пород. Два из них характеризуют висячий и лежачий бока рудного тела на горизонте 940 *м* и один — висячий бок на горизонте 920 *м* (см. рис. 26). Как показывают результаты изучения этих разрезов, околорудные породы имеют зональное и симметричное относительно рудного тела строение, мощность их в висячем и лежачем боках соизмерима и достигает около 80 *м*. Преобладающим процессом околорудного изменения является аргиллизация.

Разрез 1 (см. рис. 26)

Неизмененная порода на расстоянии около 100 *м* от рудного тела (обр. 95) представлена амфиболо-биотитовым порфировидным гранитом, сложенным олигоклазом 27%, кислым (№ 14) в краевых и основным (№ 23) в центральных частях зерен; ортоклазом 35%, кварцем 32%, биотитом 5%, амфиболом 2%, магнетитом, апатитом, сфеном, цирконом — 2%.

Во внешней зоне (80 — 50 *м* от рудного тела) изменения состоят в хлоритизации амфибола и биотита, слабой карбонатизации центральных частей зерен плагиоклаза и лейкоксенизации сфена. Остальные минералы не претерпевают изменений. Химический состав породы меняется незначительно (обр. 89).

В интервале 50 — 30 *м* (обр. 88, 87) наряду с полной хлоритизацией биотита наблюдается интенсивное замещение плагиоклаза агрегатом монтмориллонита, гидрослюды и карбоната. В лейкоксеновых агрегатах по сфену иногда индивидуализируются кристаллы рутила. Магнетит замещен гематитом, присутствует пирит.

В интервале 30 — 10 *м* от главной жилы и вблизи ее апофизы (обр. 86, 85), имеющей мощность 3 *м* и сопровождающейся интенсивной каолинизацией на контакте, наблюдается замещение плагиоклаза и биотита агрегатом гидрослюды, ортоклаз сохраняется неизмененным. Агрегаты гидрослюды имеют тонкочешуйчатое строение (0,01 *мм*), светло-зеленоватый оттенок и высокое (0,030) двупреломление. Среди гидрослюды, полностью выполняющей псевдоморфозы по плагиоклазу, встречаются редкие кристаллы преимущественно квадратного сечения (похожие на сванбергит). По биотиту гидрослюда образует гомоосевые псевдоморфозы, слегка плеохроирующие по обычной схеме.

В промежутках между гидрослюдистыми скоплениями и в периферических частях псевдоморфоз по плагиоклазу и биотиту наблюдается новообразование кварца (шл. 86), общее количество которого в породе увеличивается, достигая 40%. Магнетит исчезает полностью, лишь иногда в гидрослюдистом агрегате присутствуют мелкие кристаллы новообразованного гематита. По сфену образуются отчетливые псевдоморфозы сетчатого рутила, промежутки между кристаллами которого заполнены кварцем.

Непосредственно на контакте с жилой, в интервале 5 — 0 *м* (обр. 83), наблюдается замещение гидрослюды каолинитом с обособлением новообразованного кварца. Магнетит отсутствует, встречаются единичные кристаллы гематита, по сфену — агрегаты мелкозернистого рутила и кварца, ортоклаз свежий.

Внешняя часть рудной жилы обычно лишена флюорита и сложена кварцем (первичным и новообразованным), калиевым полевым шпатом, сохраняющимся от замещения, небольшим количеством каолинита, гидрослюды и рутила. Вследствие этого она может рассматриваться как зона окремнения. В лежачем боку рудного тела (разрез 2) характер околорудных изменений вполне тождествен таковому разреза 1.

Разрез 3 (см. рис. 26)

Этот разрез дает представление о детальном строении внутренних зон изменения на горизонте 920 *м*, возле апофизы халцедон-флюоритовой жилы, имеющей мощность 1,5 *м*.

Непосредственно на контактах жилы (обр. 60, 61, 62) и в интервале до 0,4 *м* наблюдается окремнение, каолинизация и гидрослюдизация гранита. Из числа первичных минералов сохраняется лишь кварц, но и он испытывает бластез. Промежутки между зернами кварца сложены тонкочешуйчатым агрегатом гидрослюды и халцедоновидного кварца с подчиненным количеством каолинита, иногда сохраняющим форму псевдоморфоз по полевым шпатам.

По калиевому полевому шпату развивается «челночный» агрегат кварца (шл. 61). Присутствует гематит либо в виде псевдоморфоз по магнетиту, либо в виде новообразованной мелкой сыпи, а также агрегаты рутила по сфену. Достаточно часты мелкие кварц-флюоритовые жилки, секущие породу и метасоматические минералы. Состав породы: кварц 70%, гидрослюда и каолинит 25%, флюорит, гематит, рутил и др. — 5%.

В пределах всей зоны каолинизации и окремнения сохраняется единая устойчивая минеральная ассоциация: Кв, Гс, Као, Гем, Ру, (Фл). Однако по мере движения в сторону от жилы количество флюорита и кварца снижается,

а количество гидрослюды и каолинита возрастает. Более отчетливыми становятся и контуры псевдоморфоз.

На расстоянии 0,4 *м* от жилы (обр. 63) происходит смена минеральной ассоциации — калиевый полевой шпат повсеместно свободен от замещения, по плагиоклазу развивается тонкозернистый мономинеральный агрегат гидрослюды, а по биотиту — гомоосевые псевдоморфозы серицита. Контуры псевдоморфоз по плагиоклазу и биотиту вполне отчетливы. Присутствует гематит и перекристаллизованный лейкоксен по сфену. Состав породы: кварц 40%, калиевый полевой шпат, иногда с микроклиновой решеткой, 28%, гидрослюда 30%, гематит, лейкоксен, апатит, циркон — 2%. Устойчивая минеральная ассоциация: Кв, Ор, Гс, Гем.

Характер изменения сохраняется на расстоянии до 10 *м* от жилы. В отдельных участках (обр. 64) наблюдается замещение гематита тонкозернистым высокодвупреломляющим агрегатом (ярозит?).

На расстоянии 11 *м* от жилы в породе появляются реликты плагиоклаза (краевые альбитовые зоны), свободные от замещения гидрослюдой, и магнетит. Биотит также замещен лишь частично и в псевдоморфозах по нему, наряду с серицитом, фиксируется хлорит. Псевдоморфозы по внутренним частям зерен плагиоклаза выполнены тонкочешуйчатым агрегатом гидрослюды, имеющим нередко более низкое двупреломление, чем во внутренних зонах, а также монтмориллонитом. В пределах этой зоны встречаются участки, в которых наблюдается интенсивное замещение гидрослюды агрегатом каолинита и минерала, похожего на сванбергит.

Типовая колонка околорудной аргиллизации Солопечного. *0. Неизмененная порода* представлена амфиболо-биотитовым гранитом следующего состава (табл. 38): плагиоклаз 27% (№ 14—23), ортоклаз 35%, кварц 32%, биотит 5%, амфибол 2%, магнетит, апатит, сфен, циркон — 2%. Равнообъемная формула ($d_v = 2{,}63$):

$$Si_{185}Ti_{0,8}Al_{42}Fe^{\cdots}_{4}Fe^{\cdot\cdot}_{4}Mn_{0,18}Mg_3Ca_5Na_{20}K_{16}(OH)_8(CO_2)_0O_{462}.$$

I. Зона хлоритизации и слабой карбонатизации имеет мощность, соизмеримую с мощностью рудной залежи, и характеризуется полным исчезновением амфибола, замещаемого агрегатом хлорита и карбоната, а также хлоритизацией биотита, лейкоксенизацией сфена и слабой карбонитизацией внутренних частей кристаллов плагиоклаза. Устойчивая минеральная ассоциация: Пл, Ор, Кв, Хл, Кар, Мт, Лк. Равнообъемная формула (разрез 1), $d_v = 2{,}63$:

$$Si_{185}\,Ti_1\,Al_{44}\,Fe^{\cdots}_{4}Fe^{\cdot\cdot}_{4}\,Mn_{0,09}\,Mg_2\,Ca_4\,Na_{17}\,K_{17}(OH)_{14}(CO_2)_2\,S_1\,O_{455}.$$

II. Зона хлоритизации и монтмориллонитизации имеет мощность 0,5 — 0,7 единиц мощности рудного тела. Наряду с полной хлоритизацией биотита наблюдается интенсивное замещение плагиоклаза агрегатом монтмориллонита, гидрослюды и карбоната. Магнетит повсеместно гематитизирован, иногда встречается пирит. Устойчивая минеральная ассоциация: Аб, Ор, Кв, Мон, Хл, Пт, (Кар), Лк. Равнообъемная формула (разрез 1), $d_v = 2{,}57$:

$$Si_{179}\,Ti_1\,Al_{47}\,Fe^{\cdots}_{3}Fe^{\cdot\cdot}_{2}\,Mn_{0,04}\,Mg_3\,Ca_2\,Na_{14}\,K_{17}\,(OH)_{22}(CO_2)_1\,O_{437}.$$

Таблица 38

Химический состав аргиллизованных пород месторождения Солонечное

Компоненты	Зоны						
	0—гранит	I—карбонатизация и хлоритизация	II—монтмориллонитизация	III—гидрослюдизация		IV—каолинизация	V—каолинизация и окварцевание
	95	89	87	85	284	283	92
SiO_2	70,25	70,28	69,43	71,78	72,14	70,96	72,44
TiO_2	0,40	0,56	0,52	0,60	0,64	0,48	0,72
Al_2O_3	13,53	14,13	15,36	14,39	14,37	16,05	14,50
Fe_2O_3	1,78	1,87	1,76	1,04	1,10	1,34	1,50
FeO	1,96	0,85	1,00	0,20	0,14	0,27	0,33
MnO	0,08	0,04	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01
MgO	0,81	0,65	0,70	0,64	0,64	0,65	0,70
CaO	1,62	1,44	0,77	0,70	0,70	0,49	0,70
BaO	0,13	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Na_2O	3,86	3,36	2,76	0,40	0,35	0,50	0,12
K_2O	4,70	5,14	5,04	7,16	7,06	5,40	5,08
H_2O^+	0,43	0,80		1,32	1,44		2,34
CO_2	0,02	0,40	1,79	0,53	0,17	3,23	0,19
F	Не обн.	0,16	—	0,26	0,25	—	0,22
$S_{общ}$	0,05	Не обн.	—	Не обн.	Не обн.	—	Не обн.
SO_3	Не обн.	0,15	—	0,19	0,21	—	0,19
P_2O_5	Не обн.	0,15	0,17	0,17	0,17	0,16	0,15
H_2O	0,45	0,30	0,54	0,62	0,64	0,44	0,69
Сумма	99,76	100,28	99,99	99,99	100,04	99,98	99,88
$F_2 = 0$	—	0,07	—	0,09	0,09	—	0,10
Сумма	—	100,21	—	99,90	99,95	—	99,88
d_v	2,63	2,63	2,57	2,50	2,50	2,46	2,52

III. Зона гидрослюдизации имеет мощность, соизмеримую или даже превышающую мощность предыдущей зоны. Это является, по-видимому, следствием осложнения зональности, наличием апофизы рудного тела (см. рис. 26). Наблюдается замещение редких остатков хлорита и роговой обманки, а также всего плагиоклаза агрегатом тонкочешуйчатой гидрослюды. Хлоритизированный биотит также замещен гомоосевыми псевдоморфозами светлой гидрослюды. Возрастает количество кварца, магнетит отсутствует, количество гематита и пирита сокращается. Устойчивая минеральная ассоциация: Ор, Кв, Гс, Гм, Рут, Лк. Равнообъемная формула (разрез 1), $d_v = 2{,}50$:

$$Si_{180}Ti_1Al_{43}Fe^{'''}_2Fe^{''}_{0,4}Mn_{0,04}Mg_2Ca_2Na_2K_{23}(OH)_{22}(CO_2)_2S_2O_{423}.$$

IV. Зона каолинизации имеет мощность 0,1 — 0,2 единиц мощности основного рудного тела. Характерной особенностью зоны является метасоматическое замещение гидрослюды и ортоклаза каолинитом. При этом процесс замещения обычно до конца не доходит, особенно вблизи мелких апофиз рудного тела, а также в разрезе 1, где ортоклаз сохраняется свободным от замещения. В то же время в разрезе 3, характеризующем более глубокий горизонт, в интервале 0,5 *м* от рудного тела ортоклаз полностью замещен. Количество гематита и пирита в этой зоне продолжает убывать, лейкоксен замещается рутилом. Порода здесь имеет состав: кварц 70%, гидрослюда, каолинит 25%, гематит, флюорит, рутил 5%. Равнообъемная формула породы, характеризующая зону каолинизации разреза 1, где еще сохраняется ортоклаз ($d_v = 2{,}46$):

$$Si_{175}\,Ti_{0,9}Al_{47}\,Fe^{\cdots}_{3}\,Fe^{\cdot\cdot}_{0,6}Mn_{0,02}\,Mg_2\,Ca_1\,Na_2\,K_{17}\,(OH+CO_2)_{45}.$$

V. Зона окремнения имеет обычно мощность 0,3 — 0,5 *м* и связана с рудным телом постепенными переходами. Она сложена кварцем (первичным и новообразованным), реликтовыми минералами предыдущих зон и флюоритом. В разрезе 1 в этой зоне сохраняется даже ортоклаз.

Идеализированная схема метасоматической зональности (табл. 39) свидетельствует о направленном уменьшении числа сосуществующих устойчивых минеральных фаз от внешних зон к внутренним и об уменьшении числа инертных компонентов. Вместе с тем эта направленность является лишь тенденцией к сокращению числа равновесных минералов, так как из-за наличия реликтовых, (взятых в таблице в круглые скобки), а также устойчивых минералов ни в одной из зон не достигается полного равновесия и нет строгого соответствия идеальной схеме.

Кроме того, при переходе от зоны 0 к зоне I количество сосуществующих минеральных фаз не уменьшается, а при переходе к зоне II возрастает, если хлорит считать устойчивым. Закономерное убывание числа инертных компонентов также нарушается, например, при переходе от зоны IV к зоне V.

Несмотря на указанные отклонения, намеченная метасоматическая колонка характеризует определенный тип околорудной аргиллизации, происходившей под воздействием преимущественно галоидно-кислых растворов.

Незначительное содержание во всех зонах пирита и ничтожное содержание, судя по анализам, SO_3 свидетельствуют о подчиненной роли в составе аргиллизирующих растворов сероводородной и серной кислот.

В ходе аргиллизации, помимо породообразующих, глубокие изменения происходят в составе и содержании акцессорных

Идеализированная схема метасоматической колонки аргиллизации около халцедон-флюоритовых жил

Фазы и компоненты	Зоны						
	0—неизмененный гранит	I—слабая карбонатизация и хлоритизация	II—монтмориллонитизация	III—гидрослюдизация	IV—каолинизация	V*а*—окремнение (верхний горизонт)	V*б*—окремнение (нижний горизонт)
Минеральные парагенезисы	Амфибол	—	—	—	—	—	—
	Плагиоклаз	Плагиоклаз	Альбит	—	—	—	—
	—	—	Монтмориллонит	Гидрослюда	(Гидрослюда)	(Гидрослюда)	(Гидрослюда)
	Биотит	Хлорит	Хлорит	—	Каолинит	(Каолинит)	(Каолинит)
	Калиевый полевой шпат	Ортоклаз	Ортоклаз	Ортоклаз	Ортоклаз	(Ортоклаз)	—
	Кварц	Кварц	Кварц	Кварц	Кварц	Кварц	Кварц
	Сфен	Лейкоксен	Лейкоксен	Лейкоксен +	Рутил	Рутил	Рутил
	Магнетит	Магнетит	Магнетит	+ Рутил			
	—	Карбонат	(Карбонат)	Гематит	(Гематит)	(Гематит)	(Гематит)
							(Флюорит)
Инертные и избыточные компоненты	Ti, Al, Si, K, Mg, Na, Ca, $Fe^{\cdots}$, $Fe^{\cdot\cdot}$	Ti, Al, Si, K, Mg, Na, $Fe^{\cdots}$, $Fe^{\cdot\cdot}$	Ti, Al, Si, K, Mg, Na, $Fe^{\cdots}$	Ti, Al, Si, K, Mg, $Fe^{\cdots}$	Ti, Al, Si, K	Ti, Al, Si, (K)	Ti, (Al), Si

минералов (табл. 40). Обращает на себя внимание почти десятикратное сокращение выхода тяжелой фракции от 2,3% в неизмененных гранитах до 0,3% в зоне каолинизации и окремнения.

Таблица 40

Содержание акцессорных минералов и элементов-примесей в аргиллизированных породах Солонечного, вес. %

Минералы и элементы	Зоны					
	0—гранит	I—слабая карбонатизация и хлоритизация	II—монтмориллонитизация	III—гидрослюдизация	IV—каолинизация	V—окремнение
Сфен	0,46	—	—	—	—	—
Лейкоксен	—	0,17	0,12	0,064+Ру	—	—
Магнетит	1,71	0,75	0,095	—	—	—
Апатит	0,082	0,081	0,060	0,074	0,052	0,031
Циркон	0,028	0,015	0,014	0,022	0,013	0,015
Рутил	—	—	—	—	0,20	0,17
Гематит	—	0,012	0,67	0,26	0,003	—
Флюорит	—	0,005	0,0001	0,0002	—	0,058
Пирит	—	0,0001	0,025	0,002	0,003	0,020
Молибденит	—	—	0,00005	—	0,00003	—
Сумма	2,28	1,04	0,99	0,38	0,27	0,29
Содержание элементов-примесей, $n \cdot 10^{-4}$ %						
Ba	0,02	0,07	0,07	0,07	0,07	0,02
Sr	0,01	0,02	0,02	0,01	—	—
Pb	0,002	0,001	0,001	0,002	0,003	0,001
Cu	0,015	0,02	0,02	0,015	0,055	0,008
Sn	0,001	0,001	0,001	0,002	0,001	0,001
V	0,002	0,007	0,007	0,007	0,005	0,07
Y	—	0,001	0,001	0,001	0,002	0,001
Zr	0,007	0,002	0,02	0,02	0,055	0,07

При переходе к зоне слабой хлоритизации — карбонатизации происходит скачкообразное уменьшение содержания сфена, в то время как магнетит, хотя и убывает в количестве, но еще остается главным акцессорным минералом. Зато при переходе к следующей зоне (монтмориллонитизации) он практически полностью замещается гематитом и отчасти пиритом. Количество пирита в общем незначительно, что отличает аргиллизацию Солонечного от аргиллизации других месторождений.

Наряду с исчезновением минералов железа для внутренних зон характерна перекристаллизация лейкоксена и индивидуализация рутила, количество которого сопоставимо с содержанием сфена в неизмененных породах.

Неустойчивость апатита, связанная с частичным замещением его флюоритом, является следующей характерной особенностью аргиллизации Солонечного.

Элементы-примеси аргиллизированных пород, судя по результатам полуколичественного спектрального анализа, не испытывают заметного перераспределения (см. табл. 40). Лишь в зоне каолинизации несколько возрастает содержание свинца и меди, а в зоне окремнения — ванадия, т. е. элементов, не характерных для рассматриваемого рудного процесса.

Тип Балея

Среди эпитермальных месторождений Забайкалья Балейское месторождение является своего рода эталоном [Петровская и др., 1961], изучение которого важно не только для оценки его собственных перспектив, но и для познания альпийской металлогении в целом. Одной из примечательных особенностей месторождений этого типа является широкое распространение слепых рудных тел, вследствие чего изучение околорудных измененных пород с целью разработки критериев поисков скрытого оруденения приобретает особое значение.

Балейское месторождение локализуется в мезо-кайнозойских осадочных породах межгорной впадины и в породах ее фундамента. Детальная разведанность Балейского месторождения и хорошая изученность его геолого-структурных и минералого-геохимических особенностей благоприятствуют выяснению закономерностей околорудного метасоматоза вмещающих пород.

Геологическая позиция месторождения определяется его залеганием в краевой части мезо-кайнозойской Ундино-Даинской депрессии, представляющей собой ряд разноглубинных грабенов, разграниченных системой тектонических нарушений.

Контролирующей тектонической структурой района является протяженный Борщовский разлом северо-восточного направления, осложненный системой субмеридиональных разломов второго порядка, пересекающих осадочные породы депрессии и расчленяющих ее на ряд блоков. Внутри одного из таких блоков, в структурах третьего и четвертого порядка, и локализуется в основном рудная минерализация месторождения.

На территории рудного поля месторождения, помимо вулканогенных и осадочных пород (туфов, песчаников и конгломератов), распространены гранитоиды Ундинского массива, относящегося к верхнеундинскому комплексу (завершающие фазы каменноугольного магматизма, по Н. И. Тихомирову и др., 1964). Гранитоидам верхнеундинского комплекса (гранодиориты, биотитовые и лейкократовые граниты, аплиты) свойственна повышенная щелочность и наличие Mn, Ti, V, Zr, Cu,

Ga, Y, Sr, Ba, Be в качестве типоморфных примесей. Гранодиориты, образующие краевые части массива, типичны для северных участков рудного поля, а граниты — для южных.

Гранодиориты сложены плагиоклазом (№ 39 — 45) 55—60%, микроклином 10 — 17%, кварцем 15 — 20%, биотитом 8 — 10%, роговой обманкой 0 — 5%. Минеральный состав гранитов: плагиоклаз (№ 15 — 30) 28 — 37%, микроклин 30 — 31%, кварц 22—32%, биотит 7—9%, роговая обманка 0—2%. Акцессорные минералы диоритов и гранитов: апатит, сфен, магнетит, циркон.

Вулканогенные и осадочные породы, распространенные в качестве рудовмещающих на территории месторождения, представлены [Петровская и др., 1961] порфиритами и их туфами (Талангуйская свита — J_3, а также конгломератами, песчаниками и алевролитами (тергенская, балейская и новотроицкая свиты — Cr_1).

Вмещающие породы месторождения даже в значительном удалении от рудных жил обычно в той или иной степени изменены: диориты и граниты в связи с палеозойским автометаморфизмом, верхнеюрским вулканизмом и выветриванием мелового времени; осадочные породы в связи с процессами седиментогенеза. Эти изменения, особенно супергенные глинистые, создают известные трудности при изучении зональности и минеральных парагенезисов околорудных пород, в формировании которых гидротермальная аргиллизация играла ведущую роль.

СТРОЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ И ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ РУДНОГО ПРОЦЕССА

Вопросы строения месторождения, структур рудного поля, морфологии рудных тел и особенностей минерализации обстоятельно освещены в работах ряда авторов [Бернштейн, 1959; Лозовский, 1966; Петровская и др., 1961], поэтому ограничимся здесь лишь изложением самой общей схемы, необходимой для полноты характеристики околорудных изменений.

В пределах рудного поля Балейского месторождения выделяется два участка: северный (собственно Балейский) и южный (Тасеевский). Северный участок имеет штокверковое строение, определяющееся наличием нескольких взаимопересекающихся систем сближенных кварцевых жил и прожилков: субмеридиональных невыдержанных по простиранию крутопадающих на запад, субширотных протяженных пологопадающих на юг, а также северо-восточных крутопадающих на юго-восток.

Большинство жил залегает в конгломератах краевой части депрессии и меньшее — в гранодиоритах фундамента. Южный участок отличается более простым строением: здесь преимущественно распространена одна система жил — северо-восточного простирания с крутыми углами падения на северо-запад, а также на юго-восток. Субпараллельные жилы участка группируются в свиты сближенных жил с ореолами прожилковой и

вкрапленной минерализации (так называемые рудные зоны). Все жилы залегают в осадочных породах и многие из них выходят на дневную поверхность.

Рудные тела месторождения сложены халцедоновидным кварцем с подчиненным количеством адуляра, каолинита, карбоната и гидрослюды. Рудные минералы представлены низкопробным золотом, незначительным количеством пирита, марказита, арсенопирита, халькопирита, пираргирита, фрейбергита, тетраэдрита, антимонита, примесью сфалерита, галенита, бурнонита, гессита.

В формировании рудных тел выделяется несколько стадий, которым отвечает следующий ряд минеральных ассоциаций: 1) ранняя халцедоно-кварцевая; 2) адулярово-каолинитово-кварцевая продуктивная; 3) кварцево-карбонатная; 4) кварцево-сульфидная; 5) золото-пираргиритовая; 6) кварцево-антимонитовая.

Метасоматические изменения пород. Рассматривая метасоматические изменения пород Балейского рудного поля, необходимо иметь в виду возможность наличия в юрских вулканогенных породах следов юнокиммерийской, а в диоритах и гранитах еще и палеозойской гидротермальной деятельности. Кроме того, следует считаться с вероятностью образования глинистых продуктов в ходе формирования древней коры выветривания диоритов и гранитов, а также учитывать роль процессов глинизации в ходе седиментогенеза. Эти процессы не являются предметом настоящего исследования, но необходимо дать их краткую характеристику в целях выявления их отличительных особенностей.

Известно, что в числе автометасоматических изменений верхнеундинских гранитов широко распространен калиевый метасоматоз (калишпатизация), в то время как серицитизация и хлоритизация не пользуются большим распространением [Тихомиров и др., 1964]. В то же время в диоритах и гранитах рудного поля, наряду с калишпатизацией повсеместно наблюдается площадная хлоритизация и серицитизация [Петровская и др., 1961]. Эти метасоматические изменения, являющиеся дорудными, связаны, по-видимому, с процессами киммерийского вулканизма, для которых явления региональной пропилитизации достаточно обычны. Наконец, породам рудного поля свойственно площадное глинистое изменение. Отличительной его особенностью является отсутствие четкой зональности, характерной для околожильных преобразований.

Околорудные изменения пород на Балейском месторождении представлены исключительно аргиллизацией, в той или иной мере постоянно сопровождающей все рудные жилы и зоны минерализации. Н. В. Петровская и др. [1961] выделяют несколько типов изменений пород и в том числе: серицитизацию

и хлоритизацию, каолинизацию, окварцевание, адуляризацию, пиритизацию и т. д., рассматривая их до некоторой степени изолированно.

Можно лишь согласиться с самостоятельностью процессов калишпатизации, хлоритизации, серицитизации и эпидотизации. Что касается комплекса изменений, включающего адуляризацию, окремнение, пиритизацию, каолинизацию, гидрослюдизацию, то они являются обычно органически связанными единством метасоматических колонок.

Однако наряду с собственно околорудной аргиллизацией, вероятно, есть основание выделять раннюю аргиллизацию, сопровождающую пологие зоны окремнения, пересекаемые рудными жилами. Рассмотрим типовые колонки ранней аргиллизации кислых туфолав, а также околожильной аргиллизации диоритов, конгломератов и песчаников.

Ранняя аргиллизация. На южном участке месторождения (горизонт 86 *м*, жила 29) горными выработками вскрыты достаточно мощные пологие зоны окремнения и каолинизации, не несущие оруденения и пересекаемые рудными жилами. О происхождении этих образований существуют различные суждения. Так, по мнению Н. А. Фогельман, эти зоны представляют собой в той или иной мере переработанные поствулканическими автометасоматическими процессами кислые лавы, наиболее близкие по возрасту к оруденению. Другие исследователи [Петровская и др., 1961] считают эти образования продуктами дорудного метасоматизма, не связанными непосредственно с вулканизмом.

Тело окремнелых и каолинизированных лав кислого состава залегает горизонтально и пересекается рудными жилами (рис. 27).

Общая мощность измененных пород превышает 2 *м*. В висячем боку их залегают песчаники, которые либо отделены от окремнелых лав зонкой дробления мощностью до 5 *см*, либо с песчаниками контактируют черные монокварцевые фельзитоподобные породы.

Ниже зоны дробления располагается брекчированная и окремнелая порода (обр. 86) мощностью 10 *см*, сменяемая полосчатой эффузивоподобной породой (обр. 87) мощностью 25 *см*.

Еще ниже располагаются пористые темные породы с выделениями каолинита и с реликтами кварца (обр. 88), которые затем сменяются светлыми фарфоровидными каолиновыми породами с реликтовым кварцем. Мощность этой зоны не менее 1 *м* (обр. 89).

Переходы от этой зоны к вмещающим песчаникам прослеживаются в разрезе по 2 орту (жила 29), где каолиновая порода,

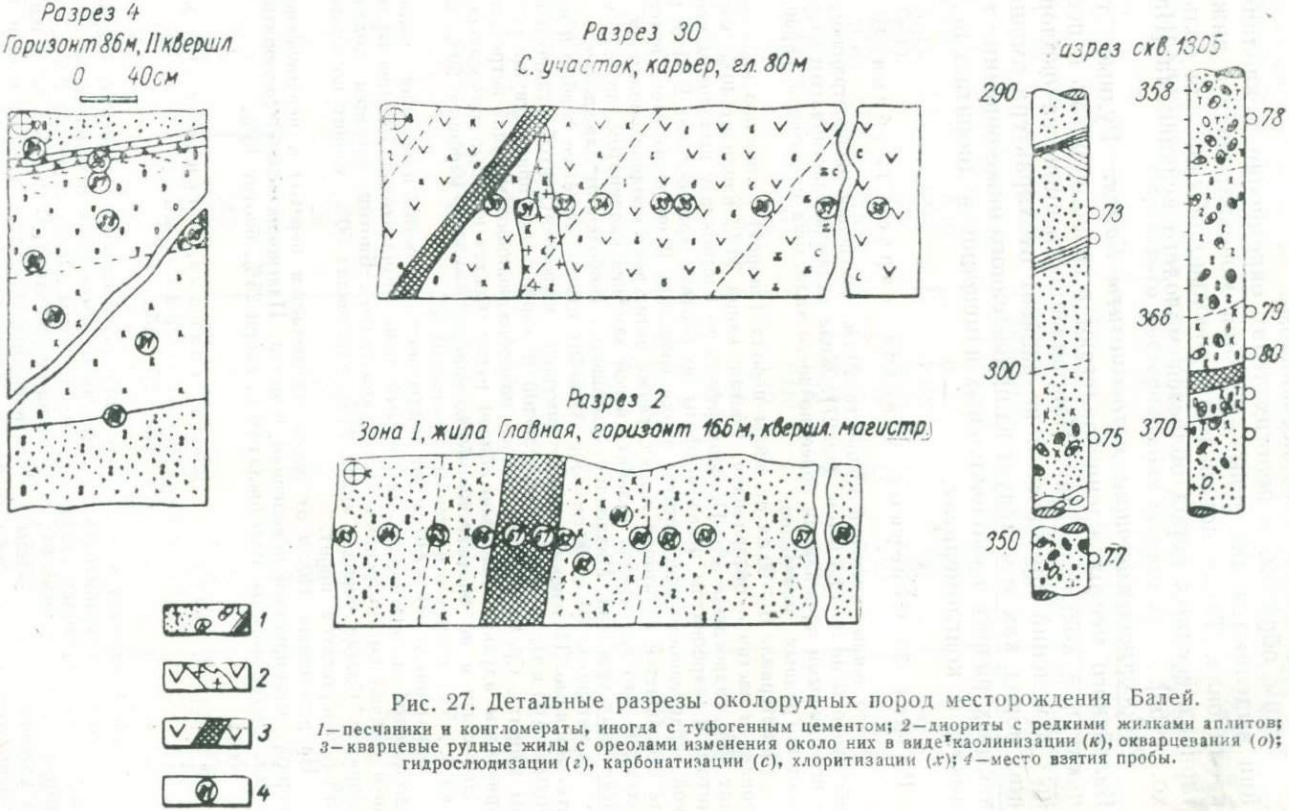


Рис. 27. Детальные разрезы околорудных пород месторождения Балей.

1—песчаники и конгломераты, иногда с туфогенным цементом; *2*—диориты с редкими жилками аплитов; *3*—кварцевые рудные жилы с ореолами изменения около них в виде каолинизации (*к*), окварцевания (*о*); гидрослюдизации (*г*), карбонатизации (*с*), хлоритизации (*х*); *4*—место взятия пробы.

похожая макроскопически на кварцевый порфир, резко контактирует с подстилающим песчаником.

Таким образом, в пологих телах окремнения и каолинизации выделяются две зоны — верхняя монокварцевая и нижняя каолиновая. Такая зональность довольно обычна для сольфатарноизмененных пород областей молодого вулканизма [Набоко, 1963].

Рудосопровождающие метасоматиты Балея. Рудные тела Балейского месторождения залегают в гранодиоритах, в песчаниках и в конгломератах. Направленность процесса околорудных изменений практически не зависит от характера вмещающих пород, как это следует из приведенного ниже описания трех частных разрезов околожильных изменений в диоритах, песчаниках и конгломератах.

Разрез 30, Северный участок, карьер, глубина 80 *м*

Около жилы, имеющей мощность 20 *см*, изменения распространяются в обе стороны на 3 — 4,5 *м* (см. рис. 27). Жила сложена пластинчатым кварцем с продольными прожилками более позднего халцедона и с тонкой вкрапленностью рудных минералов.

В интервале 0 — 60 *см* от жилы порода (диорит) полностью каолинизирована и частично окварцована. Состав: кварц 35%, каолинит 40%, карбонат 25%, гидрослюда 5%. Псевдоморфозы по плагиоклазу выполнены каолинитом и карбонатом псевдоморфозы по биотиту «рассосаны». В виде редкой вкрапленности присутствует пирит (обр. 30). В пределах этого интервала наблюдается аплитовая жилка, также интенсивно каолинизированная. Характерно, что плагиоклаз (альбит) в ней замещен каолинитом, даже в мирмекитовых сростках. Микроклин совершенно свободен от замещения.

В интервале 60 — 190 *см* (обр. 33 — 36) изменения более слабые и качественно иные. Плагиоклаз здесь замещен мелкочешуйчатой гидрослюдой (0,01 — 0,03 *мм*), биотит — гидрослюдой и карбонатом, присутствуют реликты хлорита. Среди мелкозернистого новообразованного кварца встречаются кристаллы адуляра, довольно обилен рутил. Состав породы: гидрослюда по плагиоклазу и по биотиту 45 — 50%, кварц 25 — 30%, карбонат 20%, адуляр 3 — 5%, хлорит осветленный (реликты) 5%.

В интервале 190 — 440 *см* от жилы интенсивность изменения падает: здесь устойчив плагиоклаз, затронутый лишь незначительной гидрослюдизацией обычно во внутренних частях кристаллов. Биотит замещен зеленым хлоритом. Состав породы: кварц 25%, плагиоклаз 50%, хлорит по биотиту 15%; присутствует пирит.

На расстоянии 440 *см* от жилы наблюдается переход к неизмененному диориту, маркируемый появлением биотита. Плагиоклаз слабо соссюритизирован. Состав породы: плагиоклаз 60%, кварц 25%, биотит 15%.

Разрез 2, зона I, жила главная, горизонт 166 *м*, квершлаг магистральный
(см. рис. 27, табл. 41)

Жила 1 залегает в интенсивно катаклазированных песчаниках, переслаивающихся с конгломератами, интенсивно измененных и содержащих многочисленные прожилки кварца. Мощность жилы здесь достигает 2,5 *м*, простирание северо-восток 40°, падение на северо-запад. В висячем боку жилы на удалении 12 *м* от жилы на противоположной стенке орта песчаники изменены относительно слабо (обр. 56). Плагиоклаз в них замещен тонкозер-

нистым агрегатом гидрослюды, иногда с сохранением контуров двойников. Микроклин совершенно не затронут изменениями, порода густо насыщена тонкозернистым непрозрачным веществом, содержится заметное количество

Таблица 41

Химический состав измененных околорудных песчаников Балейского месторождения (разрез 2)

Компоненты	Зоны			
	I—гидрослюдизация	II—гидрослюдизация и каолинизация	III—каолинизация	IV—окремнение
SiO_2	77,82	78,40	79,80	85,76
TiO_2	0,16	0,43	0,05	0,14
Al_2O_3	12,10	9,60	9,60	6,96
Fe_2O_3	1,50	0,51	2,28	0,76
FeO	0,66	1,35	0,82	1,19
MnO	0,02	0,07	0,05	0,01
MgO	0,63	1,34	0,55	0,35
CaO	0,61	1,18	0,47	0,18
Na_2O	0,17	0,08	0,08	0,07
K_2O	2,95	1,10	1,00	0,60
H_2O^-	0,80	0,56	0,70	0,25
H_2O^+	1,24	2,73	2,61	1,78
P_2O_5	Не опр.	0,13	0,11	0,06
BaO	0,18	Не опр.	Не опр.	Не опр.
CO_2	0,25	1,79	0,18	0,02
$S_{общ}$	1,39	0,28	1,12	0,87
Сумма	100,48	99,55	99,42	99,00
d_m	2,61	2,55	2,64	2,68
d_v	2,45	2,39	2,42	2,45
Содержание элементов-примесей $n \cdot 10^{-4}$ %				
Ba	700	700	650	300
Sr	700	100	200	100
As	1000	1500	—	1000
Cr	70	35	70	80
V	20	45	20	30
Co	10	10	10	10
Ni	70	40	25	30
Zn	—	150	—	—
Cu	200	140	190	300
Pb	20	15	45	20
Ag	—	—	5	10
Zr	70	70	70	80
Sn	10	5	10	10
Mo	—	10	—	—

бурого карбоната (Nm ~ 1,700) и пирита. Биотит замещен белой гидрослюдой, но иногда участками сохраняет признаки плеохроизма. Подобный характер изменения сохраняется в интервале 12 — 9 м в лежачем боку и на расстоянии до 7 м от жилы в висячем.

В интервале 9 — 3 *м* от жилы в лежачем и 7 — 2 *м* в висячем боку замещение более интенсивное: реликты биотита исчезают полностью, в псевдоморфозах по плагиоклазу появляется, наряду с преобладающей гидрослюдой, каолинит, количество карбоната снижается, иногда отчетливо выступает окремнение породы. Калишпат (микроклин) по-прежнему совершенно свободен от замещения.

Переход к внутренней зоне изменения характеризуется исчезновением калиевого полевого шпата, замещаемого агрегатом гидрослюды и каолинита. Устойчивая ассоциация: Кв, Као; кроме того, присутствует гидрослюда, а также карбонат и пирит. Во внутренней части зоны несколько возрастает роль окремнения и, кроме того, повсеместно, хотя и в виде редкой примеси, устанавливается турмалин.

Таким образом, в данном разрезе, характеризующем центральную часть рудного тела (главная жила), изменения боковых пород охватывают обширную полосу, превышающую более чем в 10 раз мощность жилы. Выделяются: внутренняя зона изменения — сплошной каолинизации; промежуточные зоны — каолинизации и гидрослюдизации (устойчивый калиевый полевой шпат), гидрослюдизации и анкеритизации (устойчив гидробиотит). Внешняя зона (устойчив плагиоклаз) в пределах разреза не установлена.

Соотношение мощностей зон (при мощности жилы 2,5 *м*): внутренняя зона — 1,5 — 2, промежуточная — 2,5 — 3, внешняя — более 3 единиц мощности жилы.

Разрез 1305

Скважина 1305 подсекает северо-восточный фланг зоны 1 на глубине 368 *м* (см. рис. 27). На глубине 290 *м* наблюдаются песчанистые алевролиты и грубозернистые песчаники с карбонатным (сидеритовым) цементом. Для них характерна косая слоистость и частая перемежаемость различных по крупнозернистости слоев. Характерна повсеместная слабая гидрослюдизация. Ортоклаз совершенно свежий. Песчаники переслаиваются с черными алевролитами и алевропесчаниками, весьма рыхлыми и содержащими нередко углистое вещество и пирит-марказит.

С глубины 300 *м* замечается увеличение каолинизации пород, причем характер ее равномерный. Встречаются конгломераты, в которых эффузивная галька замещена рыхлым белым агрегатом (обр. 77). Такой характер изменения сохраняется до глубины 350 *м*, где первичная порода представлена крупногалечным конгломератом. На глубине 351 *м* замечается некоторое окремнение, затрагивающее цемент конгломератов. На глубине 358 *м* в цементе конгломератов появляется серый, вероятно, пепловый материал, они становятся более плотными. В составе гальки в них различаются граниты и кислые эффузивы. В цементе появляется пирит $\{100\}$ а также новообразованные: каолинит, турмалин, кварц, карбонат (обр. 78). В гальке замещен лишь биотит, а плагиоклаз и каолинит устойчивы.

Начиная с глубины 361 *м*, в цементе породы заметно возрастает окремнение и каолинизация, однако калишпат продолжает сохранять устойчивость. Лишь на глубине 366 *м* плагиоклаз в гальке конгломератов замещен полностью. Непосредственно на контакте (367 — 368 *м*) — сплошная каолинизация. Ортоклаз также неустойчив, лишь в гальке гранитов встречаются его реликты (обр. 80).

Мощность жилы составляет около 70 *см*. В лежачем боку жилы изменения гораздо слабее. Сразу за жилой наблюдается очень плотный конгломерат с черным богатым карбонатом цементом и свежим аплитом в гальке, хотя в гальке гранита плагиоклаз каолинизирован полностью.

На глубине 370 *м* характер конгломератов сохраняется, в гальке часто встречается кварц с турмалином, цемент постепенно светлеет. Иногда галька

сложена монокристаллами полевого шпата. Нередко наблюдаются кварц-карбонатные жилки с друзами кварца. Подобный характер изменения продолжается до глубины 380 *м*, где в крупногалечном конгломерате появляется неизмененный биотит и плагиоклаз.

Типовая колонка околожильной (рудовмещающей) аргиллизации. Как показывает рассмотрение частных разрезов околожильных пород, процессы рудосопровождающего метасоматизма Балейского месторождения представлены исключительно аргиллизацией. Строение типовой колонки как в гранодиоритах, так и в песчаниках или конгломератах определяется наличием зон: адуляризации, окремнения, каолинизации, гидрослюдизации, слабой карбонатизации (табл. 42).

Таблица 42

Идеализированная схема метасоматической колонки аргиллизации Балейского типа

Фазы и компоненты	Зоны				
	0—неизмененная порода	I—хлоритизация и монтмориллонитизация	II—гидрослюдизация	III—сплошная каолинизация	IV—окремнение
Минеральные парагенезисы	Плагиоклаз	—	Гидрослюда	(Гидрослюда)	—
	—	Альбит	(Каолинит)	Каолинит	—
	Биотит	Хлорит	—	—	—
	Микроклин	Микроклин	Калишпат	—	—
	Кварц	Кварц	Кварц	Кварц	Кварц
	—	Карбонат	—	—	—
	Магнетит	Гематит	Пирит	Пирит	Пирит
Инертные и избыточные компоненты	Al, Si, K, Na, Mg, Fe^{***}, Fe^{**}, (Ca)	Al, Si, K, Na, Mg	Al, Si, K, S	Al, Si, S	Si, S

Различия в частных случаях сводятся лишь к выпадению отдельных зон, что является следствием либо вариации исходного состава пород, либо наличия ранних изменений, либо вертикальной и продольно-горизонтальной зональности.

0. Зона неизмененных пород в пределах рудного поля представлена гранодиоритами, повсеместно затронутыми ранней калишпатизацией и хлоритизацией, а также песчаниками и конгломератами, которые даже вдали от рудных жил заметно гидратизированы.

Гранодиориты сложены плагиоклазом 60%, кварцем 25%, биотитом 15%. Плагиоклаз (№ 36—40) повсеместно в той или иной мере соссюритизирован главным образом в центральных частях зерен, но нередко по отдельным концентрическим зонкам или по плоскостям спайности. Биотит обычно свежий, не затронутый изменениями, лишь иногда частично хлоритизиро-

ван. В этом случае в нем появляется пирит. Таким образом, во вмещающих гранодиоритах Балея устойчива минеральная ассоциация: Пл, Би, Ми, Кв, Мт. Равнообъемная формула гранодиорита ($d_v = 2{,}65$):

$$Si_{173}Ti_1Al_{54}Fe^{\cdots}_3Fe^{\cdot\cdot}_8Mn_{0,2}Mg_7Ca_8Na_{18}K_8(OH)_8(CO_2)_2O_{462}.$$

Неизмененные осадочные породы (например, песчаник) установлены в разрезе 2 (обр. 56), где сохраняется плагиоклаз и биотит. В других случаях в разрезах по горным выработкам наблюдаются в качестве наименее измененных лишь гидрослюдизированные породы. Наиболее распространены песчаники и конгломераты, реже алевролиты балейской свиты. Песчаники значительно варьируют по составу и структуре. Среди них, согласно Н. В. Петровской и др. [1961], выделяются: аркозовые, полимиктовые, туфогенные, а также дресвянистые. Состав их обычен: переменные количества кварца, плагиоклаза, калиевого полевого шпата и биотита.

I. Зона хлоритизации — монтмориллонитизации наиболее отчетливо проявляется в гранодиоритах, где ее относительная мощность (например, разрез 30) достигает 10 — 13 единиц мощности жилы. В ней происходит замещение биотита хлоритом, а также частично плагиоклаза монтмориллонитом и карбонатом. Присутствует гематит и появляется пирит. Устойчивая минеральная ассоциация: Аб, Мон, Хл, Ми, Кв, Кар, Пт, Гм. Равнообъемная формула породы ($d_v = 2{,}60$):

$$Si_{169}Ti_1Al_{51}Fe^{\cdots}_3Fe^{\cdot\cdot}_7Mn_{0,3}Mg_6Ca_7Na_{17}K_7(OH)_{25}(CO_2)_5O_{432}.$$

В песчаниках и конгломератах эта зона проявлена неотчетливо или отсутствует вовсе. Так, в разрезе 1305 зона гидрослюдизации граничит с практически неизмененной породой, где одновременно устойчивы плагиоклаз и редкие чешуйки биотита. Для этой зоны характерно замещение биотита хлоритом, избирательная гидратация (монтмориллонитизация) плагиоклаза, замещение гематита пиритом.

Хлорит по биотиту образует псевдоморфозы, окрашенные в зеленый цвет и аномально двупреломляющие. Совместно с хлоритом наблюдается иногда серицит ($Nm = 1{,}564 \pm 2$). Плагиоклаз в массе зерен почти не изменен, однако в некоторых его кристаллах наряду с редкими чешуйками серицита наблюдается буроватый тонкозернистый агрегат, сложенный монтмориллонитом и карбонатом.

Равнообъемная формула песчаника из зоны хлоритизации—монтмориллонитизации ($d_v = 2{,}45$):

$$Si_{191}Ti_{0,3}Al_{35}Fe^{\cdots}_3Fe^{\cdot\cdot}_2Mn_{0,1}Mg_2Ca_2Na_1K_{11}(OH)_{21}(CO_2)_1O_{372}.$$

II. Зона гидрослюдизации распространена повсеместно в разрезах околожильных пород. Отличительной ее особенностью является полное замещение плагиоклаза мелкочешуйчатой гидрослюдой (Nm = 1,574). Хлорит предыдущей зоны обесцвечивается и также замещается гидрослюдой, появляется каолинит. Вдоль волосовидных трещинок в кварце иногда развивается новообразованный адуляр. Устойчивая ассоциация: Гс, Ад, (Као), Кв, Пт. Равнообъемная формула гидрослюдизированного гранодиорита (разрез 30), $d_v = 2{,}50$:

$$Si_{143}\,Ti_{0,1}\,Al_{55}\,Fe^{\cdot\cdot\cdot}_{7}\,Fe^{\cdot\cdot}_{8}\,Mn_{0,1}\,Mg_{4}\,Ca_{8}\,Na_{4}\,K_{10}\,(OH)_{50}\,(CO_2)_{12}\,O_{356}.$$

Характер минеральных преобразований в песчаниках аналогичен таковому в диоритах, но здесь при полном замещении плагиоклаза иногда устойчив гидротизированный биотит и повсеместно присутствует первичный неизмененный калиевый полевой шпат. Новообразование адуляра не установлено. Мощность зоны составляет 2,5 — 6,0 единиц мощности соответствующих жил и имеет тенденцию возрастать в песчаниках.

III. Зона сплошной каолинизации — внутренняя зона измененных пород — часто непосредственно примыкает к рудным жилам. Нередко во внутренней ее части возрастает окремнение. Минеральные преобразования в этой зоне состоят в полном исчезновении всех первичных минералов за исключением кварца. Псевдоморфозы по биотиту не сохраняются, лишь иногда на месте биотита наблюдается повышенное количество карбоната и серицита. Плагиоклаз замещен каолинитом с примесью карбоната, а калиевый полевой шпат ведет себя различно. В зоне каолинизации, развивающейся возле центральных частей жил (особенно крупных), калиевый полевой шпат замещен агрегатом каолинита и кварца (разрезы 2, 1305).

Возле маломощных жилок (особенно на выклинивании) калиевый полевой шпат сохраняет устойчивость до самого контакта с жилой. При этом в породе заметно повышенное количество гидрослюды. В этом случае внутренняя зона, по существу, является смешанной зоной гидрослюдизации — каолинизации. Мощность зоны сплошной каолинизации обычно составляет 1 — 3 единиц мощности жилы.

Химический состав зоны определяется следующими равнообъемными формулами:

для диоритов ($d_v = 2{,}50$)

$$Si_{160}\,Ti_{1}\,Al_{56}\,Fe^{\cdot\cdot\cdot}_{1}\,Fe^{\cdot\cdot}_{5}\,Mn_{0,1}\,Mg_{2}\,Ca_{2}\,Na_{0,1}\,K_{0,5}\,(CO_2)_{3}\,(OH)_{60}\,O_{356};$$

для песчаников ($d_v = 2{,}42$)

$$Si_{194}\,Ti_{0,1}\,Al_{28}\,Fe^{\cdot\cdot\cdot}_{4}\,Fe^{\cdot\cdot}_{2}\,Mn_{0,1}\,Mg_{2}\,Ca_{1}\,Na_{0,4}\,K_{3}\,(CO_2)_{0,6}\,(OH)_{42}\,S_{5}\,O_{401}.$$

IV. Зона окремнения самостоятельное значение приобретает лишь возле центральных частей мощных жил, где наблюдается густая сеть прожилков кварца и «пропитывание» им породы с обособлением каолинита, нередко переотлагающегося в трещинках. Порода полностью теряет признаки первичной структуры, и некоторые халцедоновые жилы; возможно, образуются крустификационно-метасоматическим путем. Химические анализы повсеместно фиксируют увеличение содержания кремнезема в центральной зоне изменений, и лишь в разрезах малых глубин [Петровская и др., 1961] в экзоконтактовой зоне кварцевых жил наблюдается снижение содержания кремнезема, происходящее параллельно с увеличением роли калия. Равнообъемная формула окремненного песчаника, в котором сохраняется некоторое количество каолинита ($d_v = 2{,}45$):

$$Si_{210}\,Ti_{0,3}\,Al_{20}\,Fe^{\cdot\cdot\cdot}_{1}\,Fe^{\cdot\cdot}_{2}\,Mn_{0,02}\,Mg_{1}\,Ca_{1}\,Na_{0,3}K_{2}(OH)_{30}(CO_2)_{0,1}S_4O_{427}.$$

V. Зона адуляризации проявлена нечетко. Новообразованный адуляр нередко устойчив в зоне гидрослюдизации, а в зоне сплошной каолинизации и окремнения он замещается агрегатом каолинита и кварца. Однако на неглубоких горизонтах вдоль кварцевых жил наблюдается нередко каемка, почти полностью сложенная адуляром. Поэтому выделение самостоятельной зоны адуляризации является дискуссионным, особенно учитывая крустификационный способ образования адуляра в зальбандах жил. Характерно, что в разрезах верхних горизонтов, для которых особенно характерен адуляр, в центральной зоне наблюдается заметное снижение содержания кремнезема при сохранении в большом количестве натрия, кальция, магния, железа. Это обстоятельство, а также экспериментальные данные об устойчивости адуляра в щелочной и кислой среде дает основание полагать, что в приповерхностных горизонтах месторождения большое развитие получает поздняя щелочная стадия.

Таким образом, схема метасоматической колонки Балейского типа определяется соподчиненным развитием процессов хлоритизации и монтмориллонитизации, карбонатизации и гидрослюдизации, каолинизации и окремнения. Трехмерная зональность колонки состоит, судя по имеющимся данным, в последовательном выклинивании внутренних зон по простиранию и падению жил, в повышении роли карбонатизации на выклинивании и появлении адуляризации в верхних горизонтах.

Элементы примеси пород в ходе аргиллизации испытывают перераспределение. Судя по данным полуколичественного спектрального анализа, содержание Ba, Sr, Li последовательно снижается. Содержание Cr, V, Co, Zr, Pb, Sn остается на одном уровне (уровень кларковых значений для соответствующих ти-

пов пород). Содержание Cu и Ag заметно возрастает. Повсеместно наблюдается повышенное содержание As.

Снижение содержания Ba, Sr, Li в ходе формирования аргиллизированных пород свидетельствует об уменьшении изоморфной емкости глинистых минералов в отношении этих элементов по сравнению с полевыми шпатами и биотитом и о выносе их из метасоматических зон. Повышенное содержание As во всех зонах отражает общую зараженность этим элементом осадочных пород мезо-кайнозойских депрессий и находится в связи с наличием в них иногда соответствующих рудопроявлений.

С целью изучения химического состава каолинитов, гидрослюд и смешанных глинистых продуктов было отобрано 9 образцов глинистого материала из рудных жил и околорудных пород двух горизонтов (125 и 316 *м*). Результаты изучения (с помощью кристаллооптического, термического, электронно-дифрактометрического методов, а также химического и спектрального анализов) показывают, что все пробы с горизонта 317 *м* сложены гидрослюдой и каолинитом, а пробы с горизонта 126 *м* — каолинитом, лишь иногда с незначительной примесью гидрослюды (табл. 43).

Электронно-дифрактометрический анализ глинистых продуктов свидетельствует о преобладании в их составе на горизонте 126 *м* диккита с совершенной структурой и с постоянным параметром *c*, а на горизонте 316 *м* — гидрослюды модификации 1M. Данные химико-аналитического и спектроскопического исследования (табл. 44) свидетельствуют о сложном составе глинистых продуктов. Так, если в пробе 5, согласно сумме данных, присутствует практически чистый диккит, который может служить эталоном (табл. 45), то в пробе 2 обнаружено заметное количество K_2O, ощутима примесь MgO и Na_2O. Эта проба сложена диккитом 58,17%, гидрослюдой 15—20%, кварцем 25,25%, кальцитом 0,17%. Формула гидрослюды согласно расчетам анализа (табл. 45):

$$[K_{0,57}Na_{0,16}Ca_{0,03}(H_3O)_{0,24}]_{1,00}(Al_{1,56}Fe^{\cdots}_{0,21}Mg_{0,23})_{2,00}[AlSi_3O_{10}](OH)_2.$$

Пересчет химических анализов образцов 7 и 8 свидетельствует о преимущественно диккитовом их составе при наличии заметной примеси кварца (до 20%) и малом количестве гидрослюды (1—4%).

Следует отметить, что имеющиеся в литературе [Петровская и др., 1961] анализы «каолинитов» и «гидрослюд» характеризуют сложные многоминеральные агрегаты. Так, в анализах каолинитов сумма щелочей составляет 2—7%, кальция и магния 1—4%.

Спектральный анализ изученных девяти проб показывает, что гидрослюда в отличие от диккита содержит значительно

Таблица 43

Минеральный состав глинистых продуктов околорудных пород Балея

№ пробы	Глубина, *м*	Место взятия	Определения		Химический состав (формула)
			Термический анализ	Электронно-дифрактометрия	
5	126	Пологое нарушение, жила 3 Окварцованный песчаник	Диккит + каолинит	Диккит с совершенной структурой и строгим параметром „*c*" $a=5{,}14\ кX$; $b=8{,}89\ кX$; $c=14{,}35\ кX$; $\beta=96°40'$	
6	То же	Первая рудная зона, жила 1	Диккит + каолинит	Диккит + примесь гидрослюды	
8	„	Лежачий бок жилы 1	Диккит + гидрослюда	То же	
2	316	Жила „Промежуточная" (экзоконтакт)	Гидрослюда + + диккит	Гидрослюда 1 М с совершенной структурой: $a=5{,}18\ кX$; $b=8{,}97\ кX$; $\beta=101°40'$	Гидрослюда: $(K_{0,6}Na_{0,2}H_3O_{0,2})(Al_{1,6}Fe_{0,1}Mg_{0,3})Al\,Si_3\,O_{10}\,(OH)_2$
1	То же	Жила „Промежуточная" (из полосчатого кварца)	То же	То же	
4	„	Жила „Промежуточная" (из пустот в жиле)	Преобладает кварц	—„—	
9	„	Жила 1 (из кварца)	Гидрослюда	—„—	
3	„	Жила „Промежуточная" (из вмещающих пород)	Гидрослюда+диккит+каолинит	Не опр.	
7	„	Жила 1, лежачий бок	Диккит+каолинит+гидрослюда	Смесь диккита и гидрослюды	

большую примесь Ba, Sr, Pb, Ag. Это наблюдение находится в согласии с определением содержания элементов-примесей в различных зонах измененных пород.

Таблица 44

Химический состав глинистого материала измененных околорудных пород Балея

Компоненты	Пробы			
	2/62	5/62	7/62	8/62
SiO_2	59,96	46,96	52,96	55,22
TiO_2	0,06	0,06	0,02	0,08
Al_2O_3	27,83	38,69	34,05	31,66
Fe_2O_3	0,31	0,24	0,24	0,62
FeO	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.
MnO	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
MgO	0,37	0,15	0,35	0,35
CaO	0,14	0,08	0,16	0,08
Na_2O	0,14	0,01	0,02	0,01
K_2O^-	0,74	Не обн.	0,07	0,32
H_2O^-	0,78	0,08	0,20	0,50
H_2O^+	9,18	13,64	11,62	11,20
CO_2	0,08	0,12	0,12	0,08
As_2O_3	—	—	—	0,16
Сумма	99,59	100,03	99,81	100,28
Содержание элементов-примесей $n \cdot 10^{-4}$ %				
V	20	20	10	10
Cr	100	100	—	30
Zr	70	30	30	70
Cu	70	70	10	30
Pb	200	20	10	10
Ag	20	10	—	—
Sb	200	200	—	100
Sr	100	—	100	100
Ba	2000	100	300	700
As	—	1000	—	20 000
Zn	—	—	—	300
Co	—	—	—	10

Таблица 45

Расчет минерального состава каолинов Балея и вывод кристаллохимической формулы гидрослюды

Компоненты	Проба 5/62								Проба 2/62									
	Вес, %	Атомное кол-во	Карбонат		Диккит (каолинит)		Кварц		Вес, %	Атомное кол-во	Карбонат		Гидрослюда		Диккит (каолинит)		Кварц	
		(А)	А	%	А	%	А	%		(А)	А	%	А	%	А	%	А	%
SiO_2	46,96	782	—	—	756	45,40	26	1,56	59,96	998	—	—	126	7,56	452	27,15	420	25,25
TiO_2	0,06	—	—	—	—	—	—	—	0,06	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Al_2O_3	38,69	756	—	—	756	38,69	—	—	27,83	552	—	—	50	5,10	450	22,73	—	—
Fe_2O_3	0,24	2	—	—	—	—	—	—	0,31	4	—	—	4	0,31	—	—	—	—
FeO	Сл.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
MnO	Не обн.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
MgO	0,15	4	2	0,08	—	—	—	—	0,37	9	—	—	9	0,37	—	—	—	—
CaO	0,08	1	1	0,08	—	—	—	—	0,14	3	2	0,09	1	0,05	—	—	—	—
Na_2O	0,01	1	—	—	—	—	—	—	0,14	5	—	—	5	0,14	—	—	—	—
K_2O	Не обн.	—	—	—	—	—	—	—	0,74	16	—	—	16	0,74	—	—	—	—
H_2O^-	0,08	—	—	—	—	—	—	—	0,78	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H_2O^+	13,64	1514	—	—	757	13,64	—	—	9,18	1020	—	—	20	—	—	—	—	—
CO_2	0,12	3	3	0,12	—	—	—	—	0,08	2	2	0,08	84	0,89	946	8,29	—	—
Сумма	100,03	—	—	0,28	—	97,73	—	—	99,59	—	—	0,17	—	15,20	—	58,17	—	—

ГЛАВА III

ОБЩИЕ МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ГЛАВНЕЙШИХ ТИПОВ РУДОСОПРОВОЖДАЮЩИХ МЕТАСОМАТИТОВ

Рассмотренные типы рудосопровождающих метасоматитов мезотермальных и эпитермальных месторождений, залегающих обычно в породах гранитоидного состава, обладают как многими общими особенностями, так и существенными чертами различия. Это определяется суммой таких факторов, как состав, температура и давление воздействующих растворов, состав и физические свойства исходных пород, а также ряд геолого-структурных особенностей. Особенно отчетливо признаки сходства изученных рудосопровождающих метасоматитов прослеживаются для внешних зон их колонок, для которых повсеместно характерна гидратация и карбонатизация. Зона слабой карбонатизации и хлоритизации свойственна всем рассмотренным типам колонок как мезотермальных, так и эпитермальных месторождений. В промежуточных зонах колонок наблюдается гидрослюдизация и монтмориллонитизация, причем последняя более свойственна околорудным породам эпитермальных месторождений.

Во внутренних зонах наблюдается четкая индивидуализация, определяющаяся спецификой растворов, литологическими, структурными и другими факторами. Так, для околорудных пород молибденовых жильных и штокверковых месторождений (Аманан, Жирекен, Давенда, Шахтама) характерно преобладание среди внутренних фаций серицитизации и адуляризации, для золотых (Ключи, Дарасун) — альбитизации, турмалинизации и серицитизации, для молибденово-полиметаллических (Шахтама) — сванбергитизации и серицитизации, для эпитермальных месторождений (Балей, Солонечное, Северное) — каолинизации и адуляризации.

Состав рудообразующих растворов, как правило, определяет общий облик колонки. Для наглядности достаточно сравнить характер околорудных преобразований двух близко расположенных молибденового (Давенда) и золотого (Ключи) мес-

торождений: в первом преобладает серицитизация — гидрослюдизация и адуляризация, во втором — альбитизация и турмалинизация. Это связано, вероятно, с повышенным потенциалом калия в составе гидротерм в первом случае и натрия, а также бора во втором.

Температурный режим и глубинность формирования сказываются, прежде всего, на характере агрегатов псевдоморфных минералов. Так, если в околорудных породах молибденовых и отчасти золотых (Дарасун) месторождений преобладает крупночешуйчатая гидрослюда (серицит), то в колонках эпитермальных месторождений (Солонечное, Балей) при общности качественного состава и сходстве химизма преобладает мелкочешуйчатая гидрослюда иллитового типа. Причем и в том и в другом случае в числе внутренних фаций известна адуляризация.

Роль литологического факта менее существенна. Различия в составе исходных пород нивелируются при околожильном преобразовании, хотя это выравнивание никогда не бывает полным. Еще меньшее значение имеет структурный фактор. Его роль состоит, главным образом, в полноте проявления внутренних фаций. Благодаря изучению большого числа сопряженных разрезов удается установить, что с глубиной происходит смена гидрослюдистых фаций полевошпатовыми, а на выклинивании по простиранию просто выпадение внутренних фаций.

О ФОРМАЦИОННОЙ ПРИНАДЛЕЖНОСТИ ОКОЛОРУДНЫХ ПОРОД СРЕДНЕТЕМПЕРАТУРНЫХ И НИЗКОТЕМПЕРАТУРНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Несмотря на хорошую изученность околорудных пород, до настоящего времени остается неясным, к какой формации следует относить околорудные породы, свойственные мезо- и эпитермальным месторождениям. Решения этого вопроса настоятельно требует как развивающееся учение об околорудных породах, так и практика геологоразведочного дела.

Применительно к аргиллизированным породам еще в 1957 г. Н. И. Наковником был поставлен вопрос: представляют ли аргиллизированные породы фацию или формацию околорудных пород?

Работами последующих лет было показано, что для аргиллизированных пород характерно определенное геологическое положение, связь с конкретными типами рудной минерализации, а также наличие серии генетически родственных фаций. В связи с этим гидротермально аргиллизированные породы можно рассматривать как самостоятельную метасоматическую формацию — формацию аргиллизитов (Казицын, Александров, 1959; Казицын, 1960, 1962, и др.). Правомерность выделения этой формации в настоящее время уже ни у кого не вызывает сомнения.

Сложнее обстоит дело с продуктами гидротермального изменения пород на мезотермальных месторождениях, каковыми являются, в частности, околорудные породы молибденовых и золото-молибденовых месторождений Забайкалья. Характерной их особенностью является широкое распространение серицитизации (гидрослюдизации), а в ряде случаев во внутренних фациях и фельдшпатизации. Серицитизация как околорудное преобразование преимущественно свойственна [Курек, 1954] именно мезотермальным месторождениям, представляя в них обычно внутреннюю часть ореола измененных пород, в то время как для внешних частей характерно преобладание процессов пропилитизации. Для эпитермальных или гипотермальных месторождений серицитизация не характерна. В первом случае преобладает аргиллизация, в числе фаций которой если и есть серицитовая, то не повсеместно, и к тому же серицит представлен весьма тонкозернистыми (иллитовыми) разностями. Во втором случае преобладает грейзенизация, для которой слюдистое изменение нередко представлено по существу мусковитизацией.

Одним из ярких примеров серицитового изменения является березитизация, типичная для околорудных процессов среднетемпературных месторождений. Однако она рассматривается как частный случай серицитизации, занимающий промежуточное положение между серицитизацией и грейзенизацией [Курек, 1954]. Кроме того, под березитизацией понимается гидротермальное преобразование лишь кислых пород и на основании этого признака она противопоставляется лиственитизации. По этой причине, вероятно, березиты до сих пор не получили всеобщего признания в качестве типовой формации околорудных пород мезотермальных месторождений. Некоторые исследователи вообще не склонны рассматривать березиты как самостоятельную формацию, отводя этому термину роль чисто регионального названия [Наковник, 1963, 1964].

Вместе с тем приведенное выше описание типовых колонок околорудных пород ряда мезотермальных месторождений золото-молибденового пояса Забайкалья, а также богатый литературный материал, касающийся сходных явлений в других регионах, свидетельствуют о принадлежности их к особой, самостоятельной формации. Эта формация характеризуется определенным геологическим положением, связью с конкретным этапом постмагматической деятельности, а также наличием закономерной ассоциации генетически родственных фаций: хлоритовая и карбонатная, монтмориллонитовая и гидрослюдистая, серицитовая и кварцевая, а в ряде случаев альбитовая, адуляровая и турмалин-кварцевая. Из числа этих фаций повсеместным распространением пользуются гидрослюдистая и серицитовая, определяющие индивидуальные особенности и самостоятельность всей группы околорудных пород [Бородаевский, 1960;

Шер, 1966; и др.]. Сложный комплекс околорудных преобразований боковых пород мезотермальных месторождений не укладывается в существующие рамки формационных подразделений. Следовательно, наряду с формациями аргиллизитов (типичных околорудных пород эпитермальных месторождений) и грейзенов (типичных околорудных пород гипотермальных месторождений), есть основание выделить новую формацию околорудных метасоматитов, свойственную почти исключительно мезотермальным месторождениям. Название этого типа измененных пород по какому-либо одному, даже характерному или преобладающему минералу (например, серициту) нецелесообразно, так как серицитизация — это лишь один из частных процессов. Неудовлетворительно и закрепление за этой формацией одного из существующих «местных» терминов, например «лиственит», как это предлагает ряд авторов [Бородаевский, 1960, и др.], так как этим самым вкладывается новый смысл в старый термин, а, кроме того, в таком случае лиственитами придется называть и березиты. Все это показывает необходимость создания нового термина в качестве названия для этой формации. С нашей точки зрения, указанным требованиям отвечает новое название, составленное из начальных букв наиболее типичных фаций (ортоклазизация, карбонатизация, серицитизация, турмалинизация, альбитизация) с традиционным окончанием — лит (оксеталит).

Оксеталиты (березиты), их фации и оруденение

Оксеталиты — это формация околорудных метасоматитов мезотермальных месторождений, возникающая в условиях средних глубин при воздействии на вмещающие (кислые, средние и основные) породы гидротермальных растворов кислотной и щелочной стадий постмагматического процесса.

Березиты и лиственит в этом случае рассматриваются субформациями, объединяющими группы фаций соответственно при кислом или основном составе эдукта.

В составе формации оксеталитов выделяются следующие фации: актинолитовая, тремолитовая, биотитовая и флогопитовая, хлоритовая, карбонатная, монтмориллонитовая, нонтронитовая, каолинитовая, гидрослюдистая, сванбергитовая, серицитовая, альбитовая, ортоклазовая (адуляровая), турмалиновая, кварцевая, пиритовая. Полнота их проявления зависит от сложной суммы геологоструктурных, литологических и физико-химических факторов. Так, например, актинолитовая и тремолитовая фации появляются лишь при основном составе эдукта; хлоритовая и карбонатная свойственны внешним зонам гидрослюдитов, образующихся по средним и кислым породам. Турмалиновая и сванбергитовая фации образуются при наличии в воздействующих растворах борной или фосфорной и сернистой кислот. Рас-

пространение альбитовой и адуляровой фаций контролируется, в первую очередь, структурным фактором.

В пределах золото-молибденового пояса Забайкалья оксеталиты установлены на молибденовых жильных, молибденовых штокверковых, золото-молибденовых, молибденово-полиметаллических, золотых и золото-мышьяковых месторождениях. Известно, что оксеталиты (серицитолиты, согласно Н. Н. Куреку и А. И. Курек, 1954) свойственны уральским и закавказским медноколчеданным, алтайским полиметаллическим, кавказским и салаирским свинцово-цинковым, а также многим золоторудным и медно-висмутовым, касситерито-сульфидным и другим месторождениям. При этом состав оксеталитов и сочетание слагающих их фаций не постоянны. Зависимость их фациального состава от типа оруденения является наиболее важным поисковым признаком. Так, для кварц-молибденовых жильных месторождений (тип Аманана) свойственно распространение во внутренней зоне преимущественно серицит-кварцевой фации, при переходе к молибденовым штокверковым, а также в условиях больших глубин на жильных — появление ортоклазовой (адуляровой) и флогопитовой фаций.

Золото-сульфидным и золото-мышьяковым месторождениям (тип Дарасуна) характерно наличие во внутренней зоне серицит-пиритовой фации, а при переходе к золото-кварцевым и золото-турмалиновым типам минерализации — появление альбитовой и турмалиново-кварцевой фаций. Для молибденово-полиметаллических месторождений (тип Шахтамы) свойственно распространение во внутренних зонах кварц-молибденитовых жил серицитовой и адуляровой фаций, а в связи с кварц-карбонатно-сульфидными жилами—широкое развитие гидрослюдистой, монтмориллонитовой и, что особенно характерно, сванбергитовой фаций.

Таким образом, на основании фациального состава оксеталитов в комплексе с другими данными, можно судить о металльном составе оруденения.

Вторым поисковым признаком является вертикальная и продольно-горизонтальная зональность оксеталитов. Выпадение адуляровой, турмалиновой, а в ряде случаев серицитовой фаций на выклинивании по простиранию и смена фаций по падению рудных тел позволяют судить о масштабах распространения оруденения.

Перемещение компонентов в ходе формирования оксеталитов и аргиллизитов

С целью выяснения типоморфных особенностей процессов оксеталитизации и аргиллизации целесообразно рассмотреть ха-

рактер перемещения главнейших породообразующих компонентов.

Кремний при оксетализации обычно в той или иной степени выносится из всех зон, особенно из зон серицитизации и адуляризации. В ряде случаев (Жирекен) наблюдается некоторый привнос его во внутреннюю зону. Элементы окварцевания установлены и при оксетализации Ключевского, Шахтаминского и Дарасунского типов.

Вынос кремния из промежуточных и привнос во внутренние зоны в большей мере характерен для аргиллизитов, а также для переходных к аргиллизитам разностей оксеталитов. Так, например, в случае гидрослюдизации Шахтаминского типа наблюдается вынос кремния из зон карбонатизации, монтмориллонитизации и привнос в зоны сванбергитизации и серицитизации. Аналогично поведение кремния в аргиллизитах всех типов и лишь для одного месторождения наблюдается вынос его и из внутренней зоны. Однако в этом случае зона сплошной каолинизации отсутствует.

Титан испытывает незначительные колебания в содержании и только в единичных случаях отмечается направленность изменения его количеств.

Алюминий обычно в той или иной степени перемещается по зонам, однако эти колебания редко достигают 10% от исходных величин. При оксетализации наблюдается некоторый его привнос во внутренние зоны (Аманан, Шахтама) и вынос из промежуточных (Дарасун); вынос алюминия из внутренних зон отмечен лишь в Ключевском типе. При аргиллизации наблюдаются либо незначительные колебания количества алюминия, либо признаки последовательного выноса при переходе к внутренним зонам.

Железо ($Fe^{\cdot\cdot\cdot}$ и $Fe^{\cdot\cdot}$) характеризуется обычно заметным выносом из внутренних зон как в случае оксетализации, так и аргиллизации. В колонке Амананского типа наблюдается отчетливый вынос из внутренних зон, в то время как в колонке Ключевского типа — привнос в промежуточные и внутренние $Fe^{\cdot\cdot\cdot}$ и вынос $Fe^{\cdot\cdot}$. Для околорудных пород Дарасуна характерен привнос во все зоны $Fe^{\cdot\cdot}$ и вынос $Fe^{\cdot\cdot\cdot}$.

Марганец обычно содержится в незначительном количестве, вследствие чего его перемещение трудно учесть. Лишь в месторождении Солонечном наблюдается отчетливый последовательный вынос его из всех зон околорудных метасоматитов.

Магний повсеместно (и при оксетализации и аргиллизации) испытывает вынос из внутренних зон и привнос во внешние. Особенно отчетливо привнос его наблюдается в зоне монтмориллонитизации, в то время как из зоны гидрослюдизации и более внутренних он обычно выносится.

Кальций характеризуется сходными с магнием особенностями поведения, с тем лишь различием, что привнос его чаще наблюдается в самой внешней зоне (карбонатизации и хлоритизации). Лишь иногда наблюдается привнос кальция в зону гидрослюдизации.

Натрий является элементом наиболее чувствительным к гидротермальным преобразованиям формаций оксеталитов и аргиллизитов. В оксеталитах Амананского, Шахтаминского, Давендинского и Жирекенского типов натрий выносится частично уже во внешних зонах, но особенно интенсивный его вынос происходит в зонах серицитизации, гидрослюдизации и адуляризации, где его количество нередко снижается почти до нуля. Однако в колонке Ключевского типа наряду с выносом его из внешней и промежуточной зон (ортоклазизации) наблюдается значительный привнос во внутреннюю (альбитизации и турмалинизации).

При аргиллизации натрий всегда выносится из промежуточных и внутренних зон.

Калий также испытывает значительные перемещения в колонках обеих формаций. В оксеталитах повсеместно (кроме Ключевского типа) наблюдается некоторый привнос его во внутренние зоны, особенно заметный при проявлении адуляризации. В колонках Ключевского типа отмечается привнос его в промежуточной зоне и почти полный вынос из внутренней (зона альбитизации — турмалинизации). В аргиллизитах калий либо выносится, но только из самой внутренней зоны, либо количество его остается на одном уровне (Солонечное), либо, наконец, наблюдается привнос в зоне гидрослюдизации.

Сера в большинстве случаев привносится во все зоны, кроме внешних. Ее содержание нередко возрастает в 10 раз.

Фтор в ощутимых количествах перемещается лишь в колонке галоидной аргиллизации (Солонечное), где привнос его отмечается уже в зоне гидрослюдизации.

Бор привносится лишь в околорудные породы Ключевского типа.

Водород (гидроксил) испытывает привнос во всех рассмотренных случаях аргиллизации и в большинстве колонок оксеталитизации. Лишь в колонке Ключевского типа количество гидроксила убывает в зоне альбитизации.

Углерод (точнее, $[CO_3]^{-2}$-анион) также в большинстве колонок привносится во внешние зоны, в то время как во внутренних привнос его ограничен.

Кислород в изученных метасоматитах обычно уменьшается в количестве. Это связано не только с его выносом, но и с направленным увеличением пористости. Лишь в случае окремнения количество его иногда возрастает.

Объемные и энергетические закономерности минералогенеза в типовых колонках оксеталитов и аргиллизитов

Все разнообразие метасоматических преобразований в процессе формирования типовых колонок оксеталитов (гидрослюдитов) и аргиллизитов сводится, в сущности, к немногочисленным реакциям минерального псевдоморфизма. Общие закономерности псевдоморфизма контролируются объемными соотношениями участвующих в реакции минеральных фаз [Казицын, Рудник, 1968]. Преобладание тех или иных реакций определяет кристаллохимический тип метасоматизма, а установление последнего позволяет приблизиться к выяснению механизма и ряда физико-химических условий метасоматического процесса.

Таблица 46

Схема минеральных замещений при формировании оксеталитов

Зоны				
0—неизмененная порода	I—внешняя	II—промежуточная	III внутренние	IV
Амф	Би, Кар, Хл	→ Гс →	Сер	
Пл	Пл →	Аб ↓, Ор, Мон, Гсл ↓ →	Аб → Сер ↓	Сер (Сван)
Би	Би →	Фл →	Фл ↓, Ор →	Сер
Ор	Ор	Ор	Аб → Ор, Ту	Ту
Кв	Кв	Кв	Кв	Кв
Мт →	Гм →	Гм → Пт ↓	Пт	Пт
Сф	Лк, Кар	Лк	Лк →	Ру

Последовательность минеральных преобразований при формировании гидрослюдитов и аргиллизитов может быть изображена в виде следующих схем (табл. 46, 47). Эти замещения, судя по результатам химических анализов, происходят в условиях инертности глинозема, что позволяет применять объемно-молекулярный метод для выяснения количественных соотношений и продуктов. Среди породообразующих минералов наиболее разнообразные псевдоморфные замещения свойственны плагиоклазу.

Таблица 47

Схема минеральных замещений при формировании аргиллизитов

Зоны					
0 — неизмененная порода	I — внешняя	II промежуточные	III промежуточные	IV внутренние	V внутренние
Амф →	Кар + Хл				
Пл	Пл →	Аб, Мон, Нон →	Гс + (Као)	Као	
Би	Би	Би →	Гс →	Као	
Ор	Ор	Ор	Ад →	Као + Кв	
Кв	Кв	Кв	Кв	Кв	Кв
Мт	Мт →	Гм →	Пт	Пт	Пт
Сф	Лк, Кар	Лк	Лк →	Ру	

Лишь во внешней зоне плагиоклаз сохраняет устойчивость, а в реакции участвуют амфибол и сфен. Замещение амфибола карбонатом, а также биотитом [Казицын, Рудник, 1968, прилож. 4, табл. 1—5] происходит по схеме: $V_0 = \sum V_n - \Delta V$, т. е. „с избытком объема твердых фаз" и сопровождается вытеснением первичного подвижного минерала (обычно кварца). В промежуточной зоне в реакцию вступает плагиоклаз. При гидрослюдизации (оксетализации) по нему развиваются альбит, карбонат, монтмориллонит, нонтронит, гидрослюда, сванбергит, а в ряде случаев и ортоклаз. Для аргиллизации в промежуточной зоне характерно меньшее разнообразие заме-

щений: альбит, монтмориллонит, нонтронит, гидрослюда. Намечаются следующие ряды замещения плагиоклаза:

1. Пл → Аб + Мон (Нон) → Гс (Сер).
2. Пл → Аб + Мон (Нон) → Ор + Гс → Аб + Ту.
3. Пл → Аб + Мон (Нон) → Гс $\begin{matrix}\nearrow \text{Као} \\ \searrow \text{Ад}\end{matrix}$.

При замещении анортита монтмориллонитом [Казицын, Рудник, 1968, прилож. 4, табл. 40] псевдоморфизм происходит по схеме: $V_0 = \sum V_n - \Delta V$, причем избыток объема достигает 151,4%. Это свидетельствует о существеннном „разрыхлении" вещества, значительном дефекте массы в единице объема (25%) и существенном уменьшении удельной внутренней энергии (5%). Аналогично протекают и другие реакции псевдоморфизма в промежуточной зоне (Пл→Фл+Ор, Мт→Пт) и лишь реакция Пл→Гс имеет иной характер, но она более типична для внутренних зон, где проявляется в виде серицитизации.

Суперкомпенсированный характер реакций псевдоморфизма свидетельствует о подчеркнуто регрессивных условиях минералообразования во внешней и промежуточной зонах, в ходе которых повышается давление на твердую фазу и значительное количество первичного кварца переходит в раствор. Наиболее значительный вынос кремния наблюдается именно из зоны монтмориллонитизации.

Во внутренних зонах околорудных пород рассматривае мых формаций повсеместно преобладают реакции авто- и аллокомпенсации ($V_0 = \sum V_n + \Delta V$), в ходе которых не только весь освобожденный кремнезем остается на месте, но происходит и частичное осаждение кремнезема, вытесненного из внешней и промежуточной зон.

При аргиллизации альбит и биотит замещается гидрослюдой и каолинитом, а ортоклаз — каолинитом и кварцем [Казицын, Рудник, 1968, прилож. 4, табл. 61]. Во внутренних зонах оксеталитов в зависимости от суммы геологических факторов наблюдаются различные парагенезисы и соответственно различные типы замещений. Наиболее характерным является гидрослюдизация (серицитизация), распространенная в большинстве типовых колонок (Аманан, Дарасун, Шахтама и др.). Менее распространена альбитизация и турмалинизация (Ключи, отчасти Дарасун, Шахтама). Во внутренней зоне колонок больших глубин, а также в колонках оксетализации штокверковых молибденовых месторождений во внутренней зоне наблюдается флогопитизация и калишпатизация.

Замещение плагиоклаза, биотита, ортоклаза альбитом и гидрослюдой (серицитом), а также гидрослюдой и каолини-

том и только каолинитом происходит по схеме: $V_0 = \sum V_n + \Delta V$ (алло- и автокомпенсация), причем дефект объема достигает 16%. Вследствие этого помимо освобожденного кварца присутствует и кварц осажденный. Удельная внутренняя энергия новообразованных продуктов, как и относительная масса их, обычно возрастает.

В ряде случаев реакции псевдоморфизма во внутренней зоне имеют качественно иной характер. Например, флогопит-ортоклазовое замещение в оксеталитах молибденоносных штокверков, адуляризация в зальбандах кварц-молибденитовых жил, а также жил халцедоновидного кварца ряда эпитермальных месторождений. Причины возникновения этих фаций, по-видимому, следующие: 1) в колонках выклинивания рудных жил появление ортоклаз-флогопитовой фации является следствием выпадения внутренних зон; 2) в колонках штокверкового оруденения их появление объясняется переходными условиями от прогрессивного к регрессивному этапу постмагматической деятельности; 3) в колонках аргиллизации адуляризация является следствием резкого снижения температуры и давления растворов в момент рудоотложения.

Указанные закономерности псевдоморфизма в равной мере применимы как к породообразующим, так и к акцессорным минералам. Более того, акцессорные минералы нередко позволяют выявлять наиболее тонкие детали направленности постмагматического процесса и, в частности, судить о накоплении или рассеянии ряда редких элементов. Это обстоятельство открывает возможность использования акцессорных минералов как в выводе метасоматической колонки пород, так и в уточнении ее строения.

В настоящее время известны лишь единичные исследования [Ляхович, Нонешникова, 1960], специально посвященные проблеме поведения акцессорных минералов в постмагматическом процессе. Приведенные в гл. IV данные количественных минералогических подсчетов свидетельствуют о наличии ряда закономерностей эволюции акцессориев в околорудных породах мезо- и эпитермальных месторождений с золото-молибденовой, полиметаллической, сурьмяно-ртутной и флюоритовой минерализацией.

Так, в колонке оксетализации Амананского типа магнетит устойчив лишь в зоне слабой карбонатизации и хлоритизации. В зоне монтмориллонитизации он замещается гематитом, а в зоне серицитизации — пиритом. Габитус кристаллов пирита по направлению к внутренней зоне изменяется от преимущественно кубического до пентагондодекаэдрического. Сфен замещается лейкоксеном уже в зоне карбонатизации и хлоритизации. В то же время апатит и циркон не испытывают замещения.

Сходный характер поведения наблюдается и в случае гидрослюдизации Шахтаминского типа с тем лишь различием, что апатит во внутренней зоне полностью замещается сванбергитом.

В типовых колонках аргиллизации наблюдается неустойчивость магнетита уже во внешней зоне; при аргиллизации сульфатно-гидрокарбонатного типа (Балей) он исчезает полностью, а при аргиллизации галоидного типа сосуществует с гематитом. Гематит иногда сохраняется даже во внутренней зоне.

Габитус кристаллов пирита не остается постоянным: преобладающие во внешних зонах простые формы (обычно {100}) сменяются во внутренних сочетанием {110}, {111}, {210} и др. Количество новообразованного пирита при аргиллизации сульфатно-гидрокарбонатного типа находится на уровне содержания магнетита в неизмененной породе, а при галоидной аргиллизации почти на 2 порядка ниже.

Ряд сфен — лейкоксен — рутил тождествен в колонках обоих типов с тем лишь различием, что в колонке галоидного типа сфен полностью исчезает уже в зоне II, замещаясь агрегатом лейкоксена, карбоната и кварца, в то время как полная перекристаллизация лейкоксена в рутил в обоих случаях наблюдается лишь в зоне V, циркон и апатит устойчивы на протяжении всего процесса.

Рассмотренные примеры эволюции состава и содержания акцессориев в боковых измененных породах кварцево-рудных жил позволяют выявить ряд общих для них закономерностей.

Так, во всех без исключения колонках наблюдается существенное уменьшение во внутренних зонах выхода тяжелой фракции: при серицитизации — адуляризации и аргиллизации сульфатно-бикарбонатного типа незначительное сокращение — на 20—30%, а при гидрослюдизации и аргиллизации галоидного — более чем в 10 раз. Главными факторами, определяющими эти изменения, являются преобразования в двух рядах: 1) магнетит — ильменит — гематит — пирит и 2) сфен — лейкоксен — рутил.

Так, при оксетализации типа Аманана магнетит, так же как ильменит, устойчив на протяжении большей части процесса, однако в центральной зоне количество магнетита резко убывает, и он частично замещается пиритом. Сфен также достаточно стабилен и почти не претерпевает лейкоксенизации, хотя содержание его в породе убывает.

При оксетализации Ключевского типа магнетит замещается пиритом, но без перехода в ильменит или гематит, а сфен устойчив в ходе всего процесса. Устойчивость сфена и отчасти магнетита составляет, по-видимому, специфическую особенность щелочного метасоматизма, так как во всех других рассмотренных случаях (серицитизации — адуляризации, гидрослюдизации

и аргиллизации) сфен лейкоксенизируется уже в начальные стадии, а магнетит повсеместно гематитизируется в средние или начальные стадии процесса. Интересно отметить, что связь устойчивости сфена и магнетита с повышенным потенциалом калия прослеживается и при сравнении между собой различных типов аргиллизации. При аргиллизации галоидного типа (в отличие от сульфатного) магнетит сохраняется до середины процесса и сосуществует с гематитом, в то время как пирит находится в весьма незначительном количестве даже в зоне максимальной переработки.

Апатит относительно устойчив во всех изученных колонках. В колонке серицитизации и адуляризации его содержание остается на одном уровне, при аргиллизации галоидного типа и гидрослюдизации Шахтаминского типа оно снижается. В последнем случае уменьшение содержания апатита вплоть до полного исчезновения связано с замещением его сванбергитом.

Циркон является единственным акцессорным минералом, практически не претерпевающим никаких видимых изменений во всех рассмотренных примерах. Циркон лишь частично растворяется при калишпатизации, альбитизации, гидрослюдизации и аргиллизации галоидного типа. Однако вследствие весьма существенного уменьшения всех других компонентов содержание циркония, по данным спектроскопического изучения тяжелых фракций, несколько возрастает.

Кроме перечисленных акцессорных минералов в метасоматитах присутствуют также: эпидот, сквозной при калишпатизации и альбитизации, но не характерный для других колонок; турмалин, флюорит, а также молибденит, халькопирит, галенит, сфалерит, выступающие в ряде случаев в качестве новообразований. Составляющие их катионы обычно заимствуются из первичной породы, а анионные группы привносятся. Иногда, согласно спектроаналитическим данным, привносятся рудные элементы — молибден, свинец и цинк.

Таким образом, в околорудных измененных породах, где общие черты зональности определяются сменой породообразующих минеральных ассоциаций, акцессорные минералы выступают в качестве весьма чутких индикаторов изменения минералообразующей среды. Для магнетитового ряда (магнетит — ильменит — гематит — пирит) повышение щелочности обусловливает устойчивость магнетит-ильменитовой ассоциации. Повышение кислотности в условиях достаточного потенциала серы, наоборот, приводит к устойчивости гематита и пирита. Причем возрастание кислотности в условиях устойчивости пирита отражается на смене морфологии его кристаллов в последовательности: {100}, {111}, {110}, {210} и др.

Для сфенового ряда (сфен — лейкоксен — рутил) повышение щелочности также способствует устойчивости сфена, а повыше-

ние кислотности — рутила. Для каждого метасоматического процесса могут быть выделены следующие генетические группы акцессорных минералов:

1. Устойчивые минералы, прослеживающиеся через все зоны и определяющие в своей совокупности формационную принадлежность метасоматита. Для калишпатизации и альбитизации таковыми являются циркон, апатит, сфен, а в случае калишпатизации — еще магнетит и ильменит.

2. Виртуальные минералы, преобразующиеся в метасоматических зонах, изменяя либо габитус кристаллов, либо структуру, либо состав и структуру. Они определяют не только общую зональность, но нередко и смену кислотности-щелочности в зонах. К этой группе относятся, прежде всего, минералы ряда магнетит — пирит и ряда сфен — рутил для метасоматических колонок серицитизации — адуляризации, гидрослюдизации и аргиллизации. К этой же группе относится апатит в колонке гидрослюдизации.

3. Новообразованные частично или полностью унаследованные минералы, возникающие за счет элементов-примесей (катионов), первичной породы и привнесенных анионных групп (турмалин, флюорит, а также отчасти халькопирит).

4. Новообразованные «привнесенные» минералы, компоненты которых отсутствуют в неизмененной породе или для которых привнос их компонентов гидротермальными растворами резко преобладал над явлениями мобилизации (галенит, молибденит и др.).

Механизм замещения в типовых колонках оксеталитов и аргиллизитов

Для установления закономерностей преобразования пород в ходе околорудного метасоматизма использовался объемно-молекулярный метод [Казицын, Рудник, 1968], позволяющий рассчитать теоретический состав метасоматита, зная только состав исходной породы и допуская инертность глинозема. Ниже приводятся такие расчеты как для типовых колонок оксеталитизации (Аманан, Ключи, Дарасун), так и аргиллизации (Солонечное, Балей).

Механизм формирования колонки измененных пород Аманана рассматривается на примере разреза 91, где оксеталитизация представлена наибольшим разнообразием фаций.

Расчет теоретического состава зоны монтмориллонитизации (табл. 48) показывает, что замещение происходит преимущественно по правилу суперкомпенсации с вытеснением заметного количества (8,4%) первичного кварца. Удельная внутренняя энергия породы составляет 99% от таковой исходного гранита.

В ходе метасоматических реакций замещения при формиро-

вании зоны серицитизации происходит освобождение кремнезема (21,2% от объема породы). Весь освобожденный кремнезем остается на месте, выполняя свободное пространство (недостающий объем) реакций псевдоморфного замещения серицитом полевых шпатов. Величина удельной внутренней энергии (U_v) сокращается до 95% от исходной.

Таблица 48

Расчет механизма замещения гранитов в колонке Амананского типа (объем, %)

Метасоматические минералы	Состав исходной породы						Состав новообразованной породы	
	Плагиоклаз		Амфибол 2,8	Биотит 3,2	Ортоклаз 26,1	Кварц 24,6	Теоретический	Фактический
	Альбит 33,5	Анортит 9,7						
Зона хлоритизации — монтмориллонитизации								
Альбит	(26,2)	—	—	—	—	—	(26,2)	26,2
Анортит	—	(1,7)	—	—	—	—	(1,7)	1,7
Ортоклаз	—	—	—	—	22,4	—	(22,4)	23,2
Биотит	—	—	—	3,2	—	—	3,2	2,0
Хлорит	—	4,1	—	—	—	—	4,1	2,2
Монтмориллонит	9,2	10,1	—	—	3,3	—	22,4	22,0
Карбонат	—	—	2,0	—	—	—	2,0	1,7
Кварц (осв. ост.)	—	—	+0,8	—	—	24,6	25,4	20,8
Объем (изб.)	1,9	6,2	—	—	0,3	—	8,4	—
Итого: . . .	Кварц (осв.) = 0,8; кварц (вынес.) = 8,4							
Зона серицитизации								
Ортоклаз	—	—	—	—	(20,0)	—	(20,0)	20,0
Серицит	9,5	9,1	—	—	2,6	—	21,2	20,4
Хлорит	6,9	—	—	—	—	—	6,9	3,7
Нонтронит	—	—	—	4,7	—	—	4,7	5,3
Карбонат	—	0,6	2,0	—	—	—	2,6	5,1
Кварц (осв)	+17,7	—	—	—	+2,5	24,6	45,8	45,4
Объем изб.	+1,0	—	—	1,5	—	—	—	—
недост.	+1,5	—	—	—	+1,0	—	—	—
Итого . . .	Кварц (осв.) = 21,2							
Зона адуляризации и серицитизации								
Ортоклаз	13,3	21,2	—	—	26,1	—	60,6	61,0
Серицит	10,2	—	—	1,8	—	—	12,0	15,4
Хлорит	—	—	1,4	—	—	—	1,4	2,2
Нонтронит	—	—	1,6	—	—	—	1,6	2,4
Карбонат	—	—	—	1,4	—	—	1,4	1,6
Кварц (осв.)	+9,9	—	+0,5	+0,1	—	24,6	23,5	17,3
Объем изб.	−1,3	−11,5	−0,5	—	—	—	—	—
недост.	+1,6	—	+0,1	—	—	—	—	—

Весьма своеобразно происходит замещение в зоне адуляризации. Освобожденный кремнезем составляет здесь 10,5% объема породы, но он весь выносится, и, кроме того, вытесняется еще 1,1% первичного кварца, хотя итоговая пористость породы возрастает. Удельная внутренняя энергия породы в этой зоне минимальна (91% от U_v гранита).

Таблица 49

Расчет механизма замещения гранодиоритов в колонке Ключевского типа (объем, %)

Метасоматические минералы	Состав исходной породы						Состав новообразованной породы	
	Плагиоклаз		Амфибол 2,8	Биотит 3,6	Ортоклаз 11,3	Кварц 16,5	Теоретический	Фактический
	Альбит 48,7	Анортит 15,2						
Зона гидрослюдизации — калишпатизации								
Альбит	31,8	—	—	—	—	—	(31,8)	31,8
Анортит	—	9,9	—	—	—	—	(9,9)	9,9
Ортоклаз	18,7	—	—	—	11,3	—	30,0	29,8
Хлорит	—	—	—	2,6	—	—	2,5	4,6
Карбонат	—	—	2,1	—	—	—	2,1	2,2
Гидрослюда	—	5,0	—	—	—	—	5,0	7,8
Кварц: осв. ост.	—	—	+0,7	+0,8	—	16,5		
осв. вынес.	—	—	−1,1	—	—	—		
Объем: избыт.	−1,8	—	—	—	—	—	15,4	13,2
недост.	—	+0,3	—	+0,2	—	—		
Итого . . .	Кварц (осв.) = 2,6; кварц (вытесн.) = 2,9							
Зона альбитизации и турмалинизации								
Альбит	48,7	27,8	—	—	8,5	—	(86,9)	85,2
Турмалин	—	2,5	—	1,5	—	—	4,0	4,0
Карбонат	—	—	2,1	1,8	—	—	3,9	6,7
Кварц (осв. ост.)	—	—	+0,7	+1,1	—	16,5	3,3	4,0
Объем: изб.	—	−15,0	−0,1	−0,8	—	—	—	—
недост.	—	—	—	—	+0,9	—	—	—
Итого . . .	Кварц (осв.) = 1,8; кварц (вынес.) = 15,0							

Механизм формирования колонки Ключевского типа аналогичен таковому Аманана для внешней зоны и существенно отличается для промежуточной и внутренней зон. В промежуточной зоне, в частности в зоне гидрослюдизации — калишпатизации (табл. 49), выносится весь освобожденный кремнезем и даже вытесняется некоторая часть первичного кварца.

Во внутренней зоне (альбитизации и турмалинизации) наблюдается преобладание реакций «с избытком объема». Здесь исчезает не только весь освобожденный кремнезем, но также сокращается на 80% количество первичного кварца, который расходится на образование альбита.

Таблица 50

Расчет механизма замещения гранодиоритов в колонке оксетализации Дарасуна (объем, %)

Метасоматические минералы	Состав исходной породы						Состав новообразованной породы	
	Плагиоклаз		Амфибол 1,6	Биотит 7,3	Ортоклаз 7,9	Кварц 24,4	Теоретический	Фактический
	Альбит 37,9	Анортит 17,9						
Зона гидратации								
Альбит	(37,7)	—	—	—	—	—	(37,7)	37,7
Анортит	—	(16,2)	—	—	—	—	(16,2)	16,2
Биотит	—	—	—	(5,0)	—	—	(5,0)	5,0
Хлорит	—	1,7	—	0,8	—	—	2,5	3,9
Карбонат	—	—	1,2	—	—	—	1,2	0,6
Ортоклаз	0,2	—	—	—	7,9	—	8,1	9,1
Кварц: осв. ост.	—	—	+0,4	+0,9	—	24,4	25,5	26,1
осв. вын.	—	—0,2	—0,6	—	—	—	—	—
Объем: изб.	—	—	—	—	—	—	—	—
недост.	—	—	—	+0,6	—	—	—	—
Итого . . . Кварц (осв.) = 2,1								
Зона серицитизации								
	39,1	18,4	1,7	7,5	8,1	25,2		
Ортоклаз	6,1	—	—	—	8,1	—	14,2	14,2
Гидрослюда	16,0	14,4	—	—	—	—	30,4	32,4
Хлорит	—	6,5	—	5,4	—	—	11,9	12,5
Карбонат	—	—	1,2	—	—	—	1,2	1,9
Кварц (осв. вын.)	14,6	—	—0,2	+1,7	—	25,2	42,1	39,0
Объем: изб.	—	—3,4	—	—	—	—	—	—
недост.	+2,4	—	—	+0,4	—	—	—	—
Итого . . . Кварц (осв.) = 16,5; кварц (вынес.) = 0,6								

Подобное явление не было отмечено в других колонках: оно составляет специфическую особенность оксетализации Ключевского типа и свидетельствует о том, что в ходе метасоматизма здесь происходит резкое снижение давления во внутрен-

них зонах, что и приводит к протеканию в них суперкомпенсированных реакций. Общее количество кремнезема в зоне альбитизации — турмалинизации остается почти на одном уровне с неизмененной породой, но он сосредоточен преимущественно в альбите.

Механизм формирования колонки измененных пород Дарасунского типа, как показывают расчеты анализов разреза 209, характеризуется тем, что при формировании внешней зоны (гидратации) наблюдаются как реакции суперкомпенсации, так и автокомпенсации (табл. 50). Общее количество освобожденного кремнезема составляет 2,1% к объему породы. Большая часть его (90%) остается в зоне и лишь незначительная доля вытесняется. Это свидетельствует о том, что при переходе от внешней к промежуточной зоне колонки температурный градиент невелик.

Аналогичный характер имеет процесс и во внутренней зоне, где объемные эффекты реакций псевдоморфизма взаимно компенсируются, хотя и образуется совершенно иная минеральная ассоциация. Здесь преобладают реакции автокомпенсации, пористость при этом возрастает на 3%, количество освобожденного кварца достигает 17,9%, причем он почти целиком осаждается в зоне реакции и лишь незначительная его часть (0,9%) вытесняется. В то же время привноса кремнезема не происходит, что указывает на возрастание давления поровых растворов.

Механизм формирования колонки измененных пород Солонечного типа (табл. 51) характеризуется тем, что замещение во внешней зоне (хлоритизации) происходит с преобладанием суперкомпенсированных реакций. Реакции с освобождением кремнезема носят подчиненный характер, и к тому же большая часть освобожденного кремнезема вытесняется. Из общего количества освобожденного кремнезема (2%) более половины его выносится из зоны реакции. Следовательно, формирование зоны хлоритизации происходит в условиях резкого снижения температуры, концентрации растворов и порового давления.

В зоне гидрослюдизации, напротив, преобладают реакции автокомпенсированного типа, общее количество освобожденного кремнезема достигает 10,3% к объему породы и весь он (точнее, 98%) остается на месте, вследствие чего содержание кварца в породе резко возрастает, хотя согласно анализу происходит даже некоторый вынос кремнезема.

Наконец, в зоне каолинизации (и адуляризации) наряду с автокомпенсацией происходит и аллокомпенсация. Весь освобожденный кремнезем остается на месте и дополнительно некоторое количество привносится в зону реакции и осаждается здесь. В этой зоне преобладают реакции « с дефектом объема», приводящие к образованию более «плотных» минеральных фаз

Таблица 51

Расчет механизма замещения гранитов в колонке аргиллизации Солонечного (объем, %)

Метасоматические минералы	Состав исходной породы					Состав новообразованной породы	
	Плагиоклаз		Биотит 4,7	Ортоклаз 26,9	Кварц 28,4	Теоретический	Фактический
	Альбит 34,4	Анортит 5,6					
Зона хлоритизации							
Альбит	(29,3)	—	—	—	—	(29,3)	29,3
Анортит	—	2,7	—	—	—	(2,7)	2,7
Ортоклаз	5,6	—	—	26,9	—	32,5	32,9
Хлорит	—	2,3	1,6	—	—	3,9	3,8
Монтмориллонит	—	1,5	—	—	—	1,5	1,6
Карбонат	—	0,8	—	—	—	(0,8)	0,8
Кварц: осв. ост.	—	—	+1,8	—	28,4	29,1	28,8
осв. вын.	—	—0,2	—	—	—	—	—
Объем: изб.	—0,5	—1,7	—	—	—	—	—
недост.	—	—	+1,3	—	—	—	—
Итого . . . Кварц (осв.) = 2,3; кварц (вынес.) = 1,1							
Зона гидрослюдизации							
Ортоклаз	15,5	—	—	—	—	(42,4)	42,4
Гидрослюда	9,7	5,3	1,7	—	—	(16,7)	17,0
Хлорит	—	—	1,1	—	—	1,1	1,1
Карбонат	—	—	1,3	—	—	1,3	1,1
Кварц: осв. ост.	+9,2	—	+0,1	—	28,4	38,5	38,4
осв. вын.	—	—	+0,4	—	—	—	—
Объем: изб.	—1,5	—	—	—	—	—	—
недост.	+1,5	+0,3	+0,1	—	—	—	—
Итого . . . Кварц (осв) = 10,3; кварц (осв. вынес.) = 0,2							
Зона каолинизации и адуляризации							
Ортоклаз	6,9	—	—	26,9	—	(33,8)	33,8
Каолинит	13,9	5,5	—	—	—	19,4	19,9
Пеннин	—	—	3,3	—	—	3,3	2,4
Кварц (осв. ост.)	+12,7	—	+1,1	—	28,4	42,2	43,9
Объем: изб.	—0,7	—	—	—	—	—	—
недост.	+1,5	+0,1	+0,3	—	—	1,2	—
Итого . . . Кварц (осв.) = 13,8							

и к компенсации дефекта объема осажденным кварцем, а частично метасоматическим адуляром. Это свидетельствует о том, что псевдоморфизм происходит в условиях более высоких температур и концентраций, обусловливающих протекание реакций, стремящихся понизить эти параметры, а также поровое давление.

Приведенные данные свидетельствуют о наличии ступенчатой скачкообразной смены условий минералообразования в зонах. Смена этих условий функционально связана с объемными эффектами реакций метасоматического псевдоморфизма. Если допустить, что внешнее давление и концентрация раствора в центральной зоне постоянны, а различия в объемных эффектах — следствие перепада температур в зонах, то можно приблизиться к оценке температурного режима минералообразования в зонах следующим образом.

Температурные условия во внутренней зоне, очевидно, те же, что и в жиле. Для Солонечного, согласно данным Н. П. Ермакова [1950], температура гомогенизации жидких включений в флюорите 200 — 215°С. Температурные условия в неизмененном граните, учитывая приповерхностный характер месторождения, примем —35°. Поскольку в неизмененной породе количество освобожденного кремнезема равно нулю, в зоне хлоритизации остается лишь 45% освобожденного кремнезема, в зоне гидрослюдизации — 98%, а в зоне каолинизации остается весь, да еще 8% осаждается (итого 108%), то предполагая наличие коррелятивной связи с температурным градиентом, можно записать следующие уравнения: для зон 0—III (t=°С):

$$0 - t^\circ = T_0 + K \cdot 0 = 35.$$

$$I - t' = T_0 + K \cdot 45.$$

$$II - t'' = T_0 + K \cdot 38.$$

$$III - t''' = T_0 + K \cdot 108 = 208,$$

где t°, t', t'', t''' — температура в зонах;
T_0 — начальная температура;
K — коэффициент.

Решая эти уравнения, находим:

$$K = 1{,}6; \quad t^\circ = T_0 = 35^\circ; \quad t' = 107^\circ; \quad t'' = 197^\circ; \quad t''' = 208^\circ.$$

ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ТИПОВЫХ КОЛОНОК ОКСЕТАЛИТОВ И АРГИЛЛИЗИТОВ НА ОСНОВЕ ПОЛИОРДИНАТНЫХ ДИАГРАММ ХИМИЧЕСКИХ ПОТЕНЦИАЛОВ

Физико-химический анализ парагенезисов минералов в его классическом виде разработан применительно к регионально метасоматическим и метаморфическим системам [Коржинский,

1957а], для изучения которых он в основном сейчас же и используется. В то же время его возможности в приложении к локально метасоматическим и в особенности к околорудным породам еще не вполне оценены. Причины этого следует усматривать в том, что в тех редких случаях, когда парагенетический анализ использовался для указанных целей, методические приемы его сохранялись неизменными, не учитывался в полной мере факт дифференциальной подвижности компонентов.

Предпринятые нами попытки применения парагенетического анализа к типовым колонкам околорудных аргиллизитов и оксталитов выявили необходимость внесения некоторых изменений в общепринятую его методику. Не вдаваясь в подробное рассмотрение современной методики парагенетического анализа, обстоятельно изложенной в специальных работах [Коржинский, 1957 а; Годлевский, 1965], отметим лишь, что главной ее особенностью является формализация химических компонентов и выделение (нередко условное) среди них двух вполне подвижных и трех инертных виртуальных компонентов. В метасоматических колонках околорудных измененных пород при переходе от внешних зон к внутренним происходит последовательное уменьшение числа инертных компонентов, что и является главным моментом, осложняющим применение стандартной методики парагенетического анализа.

В руководстве по парагенетическому анализу Д. С. Коржинского специально не рассматривается случай эволюции парагенезисов в условиях последовательного уменьшения числа инертных и увеличения числа вполне подвижных компонентов. Указывается лишь, что «...для выяснения зависимости парагенезисов от более чем двух вполне подвижных компонентов необходимы более чем одна диаграмма химических потенциалов. Сначала составляем диаграмму ... для двух наиболее подвижных компонентов, считая все менее подвижные инертными... Затем для каждого из полей такой диаграммы составляем отдельную диаграмму, на которой показываем изменение парагенезисов в зависимости от двух менее подвижных компонентов. В литературе примеры такого анализа пока отсутствуют» [Коржинский, 1957а].

В настоящее время положение в отношении примеров такого анализа существенно не изменилось. В тех случаях, когда парагенетический анализ используется для метасоматических систем с последовательно возрастающим (от 0 до $K_v \geqslant 3$) числом подвижных компонентов, по-прежнему применяется метод составления одиночных диаграмм химических потенциалов (простых или многопучковых) с двумя условно выбранными вполне подвижными компонентами. Такие диаграммы, естественно, могут характеризовать лишь парагенезисы какой-либо одной зоны колонки и отражать их вариации в

зависимости от изменения величин химических потенциалов двух вполне подвижных виртуальных компонентов. Использование таких диаграмм для обоснования выводов о смене минеральных ассоциаций при переходе от зоны к зоне метасоматических колонок невозможно, и парагенетический анализ в таком варианте имеет в основном иллюстрированное значение. В то же время путь, намеченный в цитированном выше высказывании Д. С. Коржинского, достаточно сложен, если ориентироваться на решение вопроса в общем виде.

Выход из этого затруднения состоит, на наш взгляд, в частном решении, возможность которого определяется тем, что в метасоматических колонках среди вполне подвижных компонентов почти всегда присутствует такой, который остается виртуальным для большинства или даже всех зон. Следовательно, в том множестве диаграмм химических потенциалов, которое необходимо «для выяснения зависимости парагенезисов от более чем двух вполне подвижных компонентов» всегда могут быть выбраны такие, в которых одна из осей является общей.

Обоснование возможности построения полиординатных диаграмм химических потенциалов

В реальных метасоматических колонках околорудных пород в подвижное состояние последовательно переходят все или почти все компоненты. Метасоматическое преобразование в этом случае происходит обычно в условиях постоянства объема, когда количество устойчивых фаз на единицу превосходит число инертных компонентов. Повсеместно присутствует избыточный, вполне подвижный минерал. В рассматриваемых нами околорудных породах месторождений, связанных с гранитоидной формацией, этот минерал представлен исключительно кварцем.

Допустим, мы имеем 0, I, II, III, IV, V... метасоматические зоны, причем в неизмененной породе все компоненты $K_1K_2K_3 ..K_n$ — инертны, а при переходе от зоны к зоне 0→I, I→II и т. д. последовательно каждый раз по одному компоненту переходит в вполне подвижное состояние. Тогда закономерности минеральных парагенезисов перехода 0→I изобразятся простой одномерной диаграммой, а переход I→II — двухмерной диаграммой мультисистемы с числом нонвариантных точек, равным $Ф—K$. По мере перехода компонентов K_1, K_2 в подвижное состояние вариантность системы понижается, а многомерность отвечающей ей диаграммы возрастает.

Если при каждом межзональном переходе абстрагироваться от вполне подвижных компонентов, свойственных предыдущим зонам, то последовательность фазовых преобразований можно изобразить ограниченным числом двухмерных простых или многопучковых диаграмм. Учитывая, что в околорудных метасо-

матитах в числе вполне подвижных компонентов обычно присутствует один или несколько «сквозных», т. е. таких компонентов, которые принимают участие в фазовых преобразованиях всех зон и направленно изменяют свой химический потенциал, то задача еще более упрощается, и создается возможность изображать все межзональные переходы метасоматической колонки на единой диаграмме. Эта диаграмма имеет в качестве одной из координатных осей химический потенциал «сквозного» компонента, в то время как вторая координатная ось — переменная; при каждом межзональном переходе она отвечает тому компоненту, который переходит в подвижное состояние. Такие диаграммы могут быть названы полиординатными диаграммами химических потенциалов, отражающими фазовые преобразования в метасоматических колонках околорудных пород, формирующихся в условиях последовательного уменьшения числа инертных компонентов.

В качестве примера использования полиординатных диаграмм химических потенциалов для парагенетического анализа рассмотрим: а) метасоматическую колонку околожильной оксетализации (тип Аманана) и б) колонку околожильной аргиллизации (тип Солонечного).

Полиординатная μ-диаграмма оксетализации

В строении колонки оксетализации амананского типа участвуют зоны: 0—неизмененных пород (амфибол-биотитовые граниты), I—слабой карбонатизации и биотитизации, II—монтмориллонитизации и флогопитизации, III — серицитизации, IV—адуляризации. Характер фазовых переходов и поведение компонентов при формировании зон (табл. 52) подчиняется зависимости: $\Phi = K_i + 1$. В качестве избыточного, вполне подвижного минерала выступает кварц. Вода (точнее, OH) на протяжении всего процесса остается вполне подвижным виртуальным компонентом, а второй виртуальный, вполне подвижный компонент при каждом межзональном переходе сменяется, причем число вполне подвижных компонентов при каждом межзональном переходе последовательно возрастает. Так, при переходе 0→I вполне подвижны H_2O и CO_2 (рис. 28). При повышении химического потенциала одного из этих компонентов (или сразу обоих) роговая обманка и сфен исходной минеральной ассоциации становятся неустойчивыми и замещаются биотитом, лейкоксеном и карбонатом. Изменение реального состава, судя по данным химического анализа, происходит в условиях одновременного повышения μH_2O и μCO_2.

При переходе I→II вполне подвижным виртуальным становится CaO, который совместно с H_2O определяет направленность реакций замещения. Причем из пяти возможных трех-

Таблица 52

Соотношения фаз и компонентов в колонке оксеталитов Амананского типа

Фазы и компоненты	Принятые в расчетах составы фаз и компонентов	Межзональные переходы			
		0→I	I→II	II→III	III→IV
Минеральные парагенезисы, исходные и конечные	(Ро) $Na\,Ca\,Mg_3\,Fe\,[Al\,Si_8\,O_{11}]\,(OH)_2$ (Би) $K\,(Mg, Fe)_3\,[Al\,Si_3\,O_{10}]\,(OH)_2$ (Ол) $Na_{0,8}\,Ca_{0,2}\,Al_{1,2}\,Si_{2,8}\,O_8$ (Аб) $Na\,Al\,Si_3\,O_8$ (Сер) $K\,Al_2\,[Al\,Si_3\,O_{10}]\,(OH)_2$ (Фл) $K\,Mg_3\,[Al\,Si_3\,O_{10})\,(OH)_2$ (Ад) $K\,Al\,Si_3\,O_8$ (Кар) $(Ca, Mg)\,CO_3$ (Мон) $Na\,(Ca, Mg)\,Al_5\,Si_{12}\,(OH)_{30}$ (Сф) $Ca\,Si\,Ti\,O_5$ (Лк) $TiO_2 \cdot H_2O$	Ро Сф Би Лк Кар	Ол Би Аб Мон Фл	Аб Мон Сер	Сер Аб Ад
Инертные компоненты, в том числе виртуальные	Al_2O_3, MgO, FeO, CaO, TiO_2, K_2O, Fe_2O_3, Na_2O	Al (Mg, Fe) Ca	Al (Mg, Fe) Na	Al K	Al
Подвижные компоненты, в том числе виртуальные	H_2O, CO_2	(H_2O) (CO_2)	(H_2O) (CaO) CO_2 MgO, FeO	(H_2O) (Na_2O) CO_2 MgO, FeO, CaO	(H_2O) (K_2O) CO_2, MgO Na_2O, FeO, CaO
Инертные или избыточные компоненты или фазы	SiO_2	Пл, Ор, Кв, Мт, Би	Ор, Кв, Пт, Мт	Ор, Кв	Кв, Пт

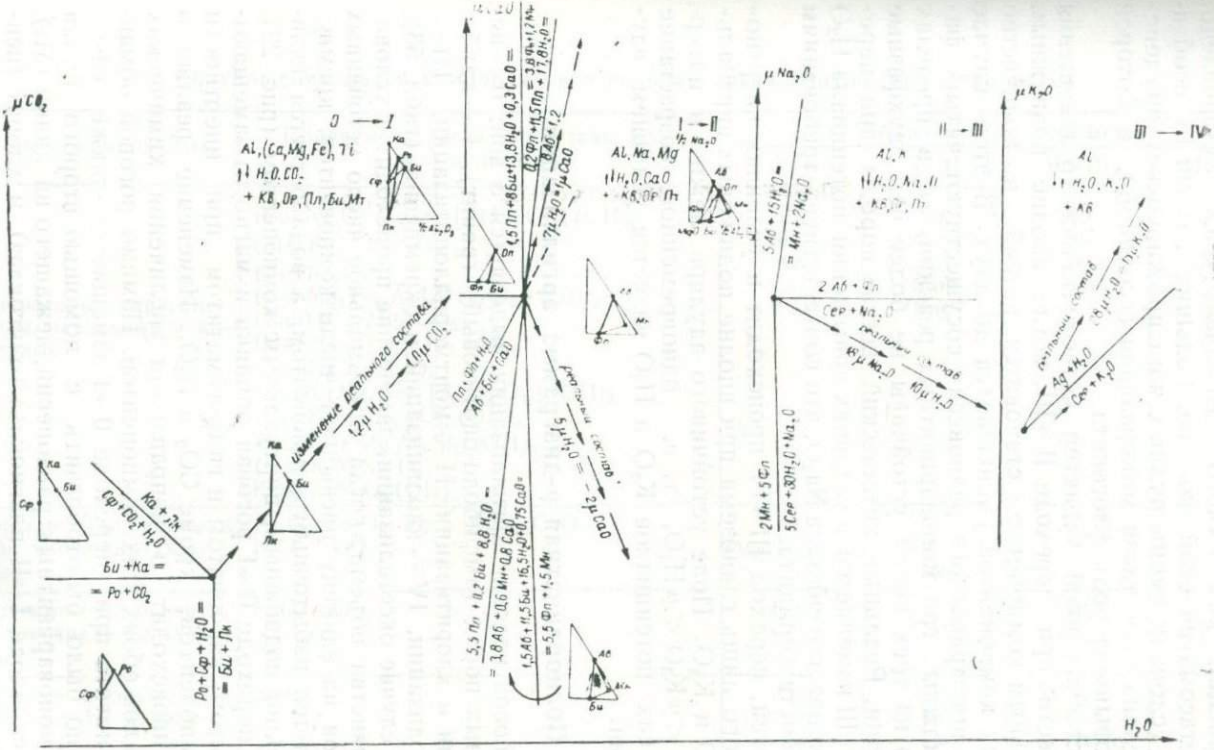


Рис. 28. Полиординатная диаграмма химических потенциалов метасоматической колонки оксетализации.

фазных минеральных ассоциаций реализуется обычно одна (Аб, Фл, Мн), сохраняющая устойчивость в широком диапазоне вариации химического потенциала CaO. Установлено, что в метасоматической колонке больших глубин (в особенности в условиях смены рудных жил прожилковым оруденением) реализуется такая минеральная ассоциация, в которой резко повышена роль флогопита.

Качественно иной характер метасоматического замещения имеет место при переходе II→III, когда вполне подвижным виртуальным компонентом становится натрий, а количество инертных компонентов уменьшается до двух. В этом случае в точке нонвариантного равновесия сосуществуют четыре фазы, возможны три моновариантных реакции, а в пределах каждого из трех полей устойчивы не более чем двухфазные ассоциации. Реальный химический состав породы при переходе II→III изменяется в условиях повышения потенциала H_2O и понижения потенциала Na_2O, что соответствует требованиям устойчивости серицита.

Наконец, переход III→IV происходит в условиях инертности одного лишь глинозема при вполне подвижных виртуальных H_2O и K_2O. Поле устойчивого адуляра лежит в интервале $0 < \mu K_2O < \mu H_2O$, т. е. одновременное возрастание химических потенциалов K_2O и H_2O является условием адуляризации.

Полиординатная μ-диаграмма аргиллизации

В типовой колонке аргиллизации выделяется 5 зон: 0 — неизмененных пород (амфиболо-биотитовый гранит), I — карбонатизации и хлоритизации, II — монтмориллонитизации, III — гидрослюдизации, IV — каолинизации и окремнения (табл. 53). Как и в случае оксетализации, замещение происходит в условиях постоянства объема, когда максимальное число устойчивых минералов на единицу превышает число компонентов; кремнезем является избыточным компонентом, а вода остается главным, вполне подвижным, виртуальным компонентом (рис. 29).

При переходе 0→I роговая обманка и магнетит замещаются хлоритом, карбонатом и гидрогематитом при инертности всех компонентов, кроме CO_2 и H_2O. Изменение реального состава происходит в направлении увеличения химических потенциалов обоих этих компонентов. Помимо роговой обманки и магнетита при переходе 0→I замещается также сфен, что можно было бы отобразить с помощью второго пучка прямых моновариантных равновесий, лежащего на линии (Мт).

При переходе I→II плагиоклаз (олигоклаз) и хлорит (пеннинового ряда) замещаются монтмориллонитом и карбонатом при инертности Al, (Mg, Fe), Na и вполне подвижном поведе-

Таблица 53

Соотношение фаз и компонентов в колонке аргиллизитов (тип Северного)

Фазы и компоненты	Принятые в расчетах составы фаз и компонентов	Межзональные переходы			
		0→I	I→II	II→III	III→VI
Минеральные парагенезисы, начальные и конечные	(Ро) $Na\,Ca\,Mg_3\,Fe\,[Al\,Si_8\,O_{11}]\,(OH)_2$ (Мт) $Fe_2^{\cdots}\,Fe^{\cdot\cdot}\,O_4$ (Гм) Fe_2O_3 (Хл) $Mg_3\,Fe_2\,Al\,[Al\,Si_3\,O_{10}]\,(OH)_8$ (Кар) $(Ca, Mg)\,CO_3$ (Ол) $Na_{0,8}\,Ca_{0,2}\,Al_{1,2}\,Si_{2,8}\,O_8$ (Аб) $Na\,Al\,Si_3\,O_8$ (Би) $K\,(Mg, Fe)_3\,[Al\,Si_3\,O_{10}]\,(OH)_2$ (Ил) $K\,Al_5\,Si_{3,5}\,O_{13}\,(OH)_4$ (Мон) $Na\,Mg\,Al_5\,Si_{12}\,(OH)_{30}$ (Ор) $K\,Al\,Si_3\,O_8$ (Као) $Al\,Si\,O_5\,(OH)_5$	Ро, Мт Хл Гм, Кар	Ол Хл Аб Мон Кар	Аб Би Ил Мон	Ил Ор Као
Инертные компоненты, в том числе виртуальные	Al_2O_3, Fe_2O_3, FeO, MgO, CaO, K_2O, Na_2O	Al, (Mg, Ca) $Fe^{\cdot\cdot}$	Al, (Mg, Fe), Na	Al, K	Al
Подвижные компоненты, в том числе виртуальные	H_2O, CO_2	H_2O CO_2	H_2O CaO	H_2O Na_2O	H_2O K_2O
Инертные и избыточные компоненты и фазы	SiO_2	Ол Ор, Кв, Сф Би	Ор Кв Гм Би	Ор Кв Пт	Кв Пт

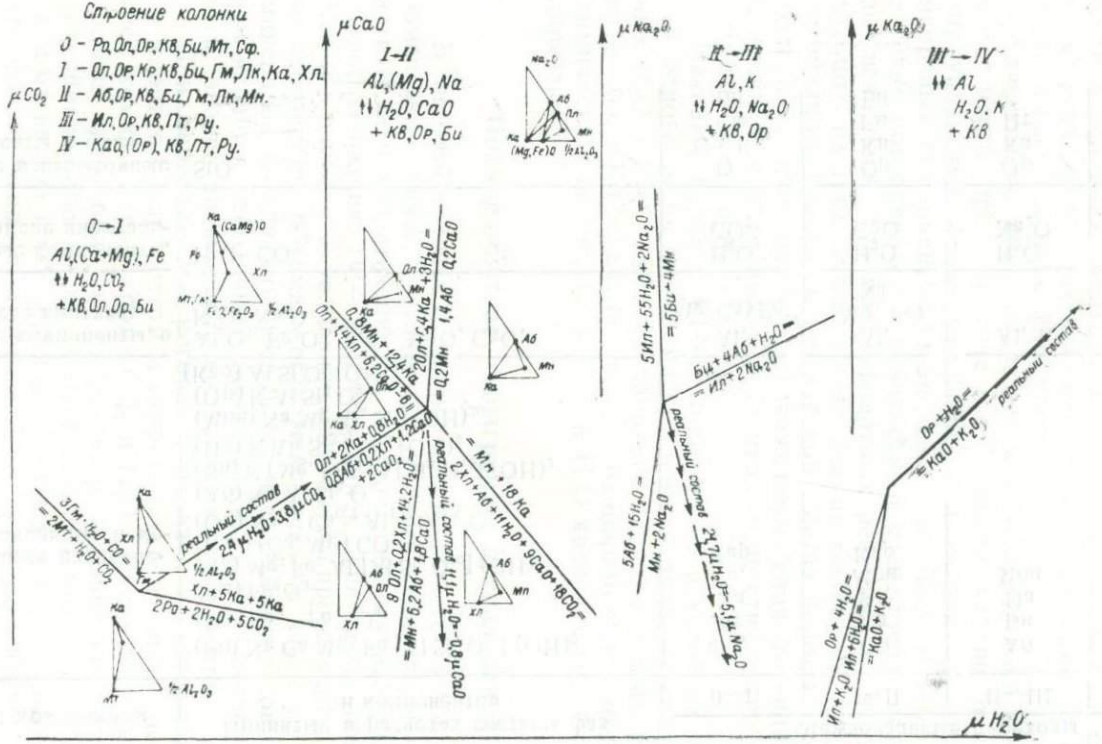


Рис. 29. Полиординатная диаграмма химических потенциалов метасоматической колонки аргиллизации.

ний H_2O и CaO. Из пяти теоретически возможных минеральных ассоциаций в природной колонке реализуется лишь хлорит-альбит-монтмориллонитовая, устойчивая в условиях преимущественного возрастания химического потенциала H_2O и снижения потенциала CaO.

Переход II→III представляет собой четырехфазовое сочетание с тремя биминеральными устойчивыми ассоциациями, дополняемыми инертным ортоклазом и избыточным кварцем. Изменение реального состава происходит в направлении увеличения μH_2O и снижения μNa_2O, что соответствует ассоциации Мон + Ил.

При переходе III→IV происходит замещение всех первичных породообразующих минералов, кроме кварца, в условиях инертности одного лишь глинозема при вполне подвижном поведении всех других компонентов, причем K_2O и H_2O здесь являются виртуальными.

Реальный состав при формировании внутренней (каолинитовой) зоны околорудных аргиллизитов изменяется обычно в направлении увеличения химического потенциала H_2O при сохранении постоянным или даже при уменьшении потенциала K_2O. Условием возникновения адуляр-кварцевой ассоциации является превышение приращения потенциала K_2O над приращением μH_2O или более быстрое снижение второго по сравнению с первым.

Следует заметить дополнительно, что переход от ортоклаз-кварцевой ассоциации и кварц-каолинитовой в условиях снижения потенциала K_2O возможен лишь через промежуточные иллитсодержащие ассоциации. На умеренных и на больших глубинах устойчива ортоклаз-каолинит-кварцевая ассоциация, а на малых ортоклаз чаще замещен.

Таким образом, физико-химический анализ парагенезисов минералов околорудных оксеталитов и аргиллизитов на основании полиординатных диаграмм химических потенциалов позволяет вскрыть закономерности метасоматических преобразований в условиях дифференциальной подвижности компонентов и не только обосновать зависимость возникновения тех или иных минеральных ассоциаций от поведения компонентов, но и выявить полный комплекс потенциально возможных минеральных фаций. Более того, с помощью предложенной методики удается выяснить и причины реализации той или иной минеральной ассоциации в зависимости от положения частной колонки в трехмерной зональности данной метасоматической системы. Это составляет, пожалуй, главную ценность полиординатных диаграмм. Кроме того, предложенный вариант парагенетического анализа, пригодный для анализа любых метасоматических образований, особенно перспективен в применении к околорудным измененным породам, формирующимся в условиях

последовательного перехода в подвижное состояние большинства компонентов.

ПЕРВАЯ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНАЯ МОДЕЛЬ ДИФФУЗИОННОЙ КОЛОНКИ АРГИЛЛИЗАЦИИ И ГИДРОСЛЮДИЗАЦИИ

В целях познания условий образования околорудных пород формаций оксеталитов и аргиллизитов, а также механизма процесса метасоматического замещения осуществлено моделирование типовых колонок, позволяющее сопоставить полученные результаты с наблюдающимися в природе.

Известно достаточно большое число исследований, посвященных синтезу глинистых минералов либо из смеси составляющих окислов, либо путем гидротермальной переработки природных алюмосиликатов, главным образом полевых шпатов, при воздействии на них чистой воды, воды и углекислоты, а также водных растворов HCl, H_2SO_4, KOH, K_2S и др. в интервале температур 200—500°С.

Наиболее обстоятельно вопрос изучен Хемли [Hemley, Iones, 1964], исследовавшим системы $K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$, $Na_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$, $K_2O-Na_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$, установившим поля стабильности полевых шпатов, а также образующихся за счет них минералов в зависимости от температуры (200—500°), значения коэффициентов равновесия $\frac{m\,KC}{m\,HCl}$ и $\frac{m\,Na\,Cl}{m\,HCl}$ в растворе. Однако систематические данные по одновременному изменению всех минералов породы в литературе отсутствуют.

С целью восполнить этот пробел автором совместно с С. Г. Чернуком были проведены специальные исследования, в результате которых удалось получить не только многие минеральные ассоциации, отвечающие фациям оксеталитов и аргиллизитов, но и непосредственно диффузионную колонку последних.

Граниты и диориты в кислой и щелочной среде

В качестве исходных пород для проведения опытов были взяты порфированные граниты и мелкозернистые диориты района Амананского месторождения — широко распространенные вмещающие породы многих редкометальных месторождений Забайкалья.

Порфировидные граниты сложены плагиоклазом (№ 20) 38%, ортоклазом 20%, кварцем 27%, биотитом 10%, роговой обманкой ($2V = -75°$; $cNg = 16°$) 4%, сфеном, магнетитом,

апатитом и цирконом. Их химический состав отвечает следующей равнообъемной формуле:

$$Si_{180}\,Ti_1\,Al_{15}\,Fe^{'''}_3\,Fe^{''}_4\,Mn_{0,1}\,Mg_5\,Ca_8\,Na_{21}\,K_{16}\,(OH)_{32}\,O_{489}.$$

Мелкозернистые диориты сложены плагиоклазом (№ 53) 57%, роговой обманкой ($2V = -82$; $CNg = 22°$; $Ng = 1{,}674 \pm 2$; $Nm = 1{,}652 + 2$) 36%, биотитом ($Nm = 1{,}645$) 4%, магнетитом, цирконом и апатитом — 1%. Их равнообъемная формула ($d_э = 2{,}76$):

$$Si_{146}\,Ti_2\,Al_{60}\,Fe^{'''}_7\,Fe^{''}_8\,Mn_1\,Mg_{19}\,Ca_{22}\,Na_{33}\,K_5\,C_6\,(OH)_{16}\,O_{504}.$$

Все опыты осуществлялись в автоклавах из нержавеющей стали при температуре 285 ± 5°С и давлении около 70,5 *кг/см*^{2} в течение 100 часов. В целях удаления возможной незначительной примеси карбонатов испытуемые пробы перед опытами обрабатывались 2,5% HCl на холоде, после чего тщательно промывались водой и высушивались. Было проведено 3 серии опытов (табл. 54).

1. Щебенка порфировидных гранитов (опыты 6, 5, 2) и мелкозернистых диоритов (опыты 7, 8, 4) подвергалась воздействию трижды обновлявшегося раствора HCl, H_2SO_4 или необновлявшегося раствора KOH (опыты 5, 6, 2).

2. Мономинеральные фракции порфировидных гранитов (0,15 *мм*) в соотношениях, свойственных породе (Пл 30%; Ор 40%; Кв 18%; Би 12%), помещались в маленькие платиновые тигли, приваренные к одной платиновой проволоке. Вся система устанавливалась в пробирки-вкладыши из фторопласта 4, в которые наливалось 4 — 5 *мл* раствора HCl, KOH или KCl + HCl. Пробирки герметически закрывались и загружались в автоклавы, заполнявшиеся на 0,5 их объема водой для компенсации давления, развивающегося внутри пробирок при нагревании (опыты 9, 10). Аналогичные исследования (опыты 11, 12) были проведены с минералами мелкозернистых диоритов (Пл 53%; Амф 47%).

3. Порошок (0,15 *мм*) мелкозернистого диорита помещался в платиновые тигли, которые ставились в пробирки из фторопласта 4. В пробирки наливался 0,1 н. раствор HCl, после чего они герметически закрывались и загружались в автоклавы, как и в серии 3 (опыт 13). В опытах 1-й серии охлаждение было быстрым; в опытах 2-й и 3-й серий — постепенным. Как показывают результаты экспериментов (табл. 54), состав новообразованных продуктов, возникающих по минералам гранита и диорита, различен в зависимости от условий опыта.

Гидротермальное изменение гранита при воздействии трижды обновлявшегося раствора HCl и H_2SO_4 (опыты 5, 6), состо-

Состав новообразованных продуктов и отработанных растворов

Условия опыта	Номера				
	5	6	2	9	10
Воздействующий раствор	HCl	H_2SO_4	KOH	HCl	0,0012 N HCl + +1 NKCl
pH до опыта	3,64; 3,64; 3,00	3,64; 3,64; 3,00	12,63	1,08	2,95
pH после опыта	6,38; 6,43; 6,17	6,87; 6,78 6,59	11,40	2,6	4,4
Продукты реакции	Каолинит (по Пл и Орт), гидробиотит (по Би). Кварц не изменяется	Каолинит (по Пл), гидробиотит (по Би). Ортоклаз и кварц не изменены	Монтмориллонит-гидрослюда (по Пл). Новообразование адуляра, растворение кварца	Монтмориллонит, гидрослюда, кварц, каолинит (по Пл и Орт). Кварц не изменяется	Изотропная фаза (по Пл); ортоклаз, кварц, биотит не изменяются
Исходный вес, *мг*	147,4	123,4	100—200	—	—
Потеря веса после опыта, *мг*	26,0	21,2	—	—	—
Объемный вес до опыта	2,64	2,62	—	—	—
Объемный вес после опыта	2,27	2,27	—	—	—
Пористость до опыта, %	0,7	0,7	—	—	—
Пористость после опыта, %	13,9	13,8	—	—	—
Объем раствора, *мл*	90	90	35	—	—
Суммарный вес компонентов, перешедших в раствор, *мг*	18,7	17,6	75,1	—	—
Содержание компонентов в растворе, *мг/л*					
K^+	10,5	8,6	Не опр.	—	—
Na^+	6,0	6,6	Не опр.	—	—
Mg^{2+}	0,5	0,5	0,5	—	—
Ca^{2+}	1,0	1,5	0,5	—	—
Al^{3+}	—	—	—	—	—

Таблица 54

при гидротермальном моделировании аргиллизации

опытов					
7	8	4	11	12	13
HCl	H_2SO_4	KOH	HCl	KOH	HCl
3,64; 3,64; 3,00	3,64; 3,64; 3,00	12,63	1,08	12,75	1,08
7,38; 6,48; 6,29	7,21; 6,62; 6,76	12,09	1,90	12,75	2,80
Монтмориллонит (по Пл). Изотропная фаза (по Амф). Биотит не изменяется	Гидрослюда, каолинит (по Пл). Амфибол осветляется	Монтмориллонит (по Пл); гидробиотит (по Би). Амфибол осветляется	Каолинит, кварц (по Пл)	Плагиоклаз не изменяется. Амфибол осветляется	Каолинит (по Пл), гидрохлорит (по Амф)
115,9	113,2	—	—	—	—
20,9	20,6	—	—	—	—
2,76	2,79	—	—	—	—
2,34	2,33	—	—	—	—
0,7	0,5	—	—	—	—
16,7	14,6	—	—	—	—
90	90	25	—	—	—
17,4	17,3	58,0	—	—	—
5,4	4,1	—	—	—	—
7,8	7,0	—	—	—	—
0,5	0,5	0,5	—	—	—
1,5	1,5	0,5	—	—	—
—	—	—	—	—	—

Условия опыта	Номера				
	5	6	2	9	10
AlO_2^-	0,1	0,7	0,1	—	—
$HSiO_3^-$	0,09	0,2	—	—	—
$Si_2O_3^{2-}$	—	—	—	—	—
H_2SiO_3	188,9	144,4	—	—	—
SiO_2	—	33,3	Не опр.	—	—
Fe^{3+}	0,1	0,1	0,4	—	—

ит в образовании по плагиоклазу и в меньшей мере по ортоклазу агрегата каолинита (Nm = 1,560) и кварца, в то время как биотит осветляется, снижая показатель преломления. В случае диоритов (опыты 7, 8) в составе новообразований установлены монтмориллонит, гидрослюда, каолинит и изотропная фаза (Nm = 1,560 — 1,570).

Эффект замещения полевых шпатов еще более усиливается при воздействии более кислого раствора HCl на изолированные минералы (опыты 9, 11). При этом по ортоклазу развивается тонкозернистый агрегат, сложенный кварцем, каолинитом и смешаннослойным минералом типа гидрослюда-монтмориллонит, а по плагиоклазу — кварц, гидрослюда-монтмориллонит (Nm = 1,552; Np = 1,544) и каолинит (Nm = 1,556). Первичный кварц породы не изменяется, а биотит после опыта не обнаружен (возможно, всплыл вследствие плохого смачивания). По данным последних опытов, по нему образуется каолинит.

При воздействии на изолированные минералы гранита раствора KCl + HCl (опыт 10) изменения выражены менее отчетливо, и в качестве новообразованных продуктов по плагиоклазу установлена лишь изотропная фаза (N = 1,544), биотит осветлен с краев чешуек, а ортоклаз и кварц остаются свежими.

Качественно иной состав имеют преобразования минералов гранита при обработке щебенки породы раствором KOH (опыт 2). При этом происходит интенсивное растворение кварца порфировых вкрапленников, кристаллизация новообразованного адуляра (Nm = 1,524), обрастающего каемкой недиагностируемой изотропной фазы (N = 1,560), замещение плагиоклаза чешуйчатым и игольчатым агрегатом, сложенным смешаннослойным минералом типа гидрослюда-монтмориллонит (Nm = = 1,530). Биотит лишь слегка осветляется в краевых частях кристаллов, снижая показатель преломления (Nm=1,621—1,612).

Гидротермальное изменение диорита в аналогичных условиях (опыты 4, 12) приводит к актинолитизации роговой обманки

Продолжение табл. 54

опытов					
7	8	4	11	12	13
0,2	0,6	0,1	—	—	—
0,2	0,2	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—
144,4	144,4	—	—	—	—
33,3	33,3	Не опр.	—	—	—
0,1	0,1	0,1	—	—	—

(Ng = 1,662; Np = 1,650), замещению плагиоклаза монтмориллонитом (Nm = 1,535), а биотита гидрослюдой (Nm = 1,569). При воздействии на измельченный диорит раствора HCl (опыт 13) происходит образование каолинита и гидрохлорита (?) (Ng = 1,553; Nm = 1,551; Np = 1,543).

Таким образом, характер изменения порфировидных гранитов при воздействии HCl или H_2SO_4 аналогичен: по плагиоклазу и ортоклазу развивается каолинит и происходит гидратация биотита. Потеря в весе обработанных проб достигает 17—18%. Из сопоставления количества K^+ Na^+ и H_2SiO_3, обнаруженных в отработанном растворе, легко найти, что количество освобожденного при каолинизации полевых шпатов кремнезема обеспечивает лишь на 1/3 величину, найденную анализом. Следовательно, в ходе процесса имеет место незначительное растворение первичного кварца породы.

Если сопоставить химический состав неизмененных пород с составом отработанных растворов, то можно установить и степень переработки пород. Оказывается, что около 20—25% общего количества K, Na, Si перешло в раствор, в то время как глинозем практически инертен.

Наряду с тождественностью новообразованных продуктов переработки гранит-порфира в галоидной и в сернокислой среде, относительная подвижность компонентов оказывается различной: калий более подвижен в галоидной среде, а натрий в сернокислой. Мелкозернистые диориты в галоидной и сернокислой среде претерпевают несколько иные изменения. В качестве новообразованных минералов выступают на первый план гидрослюда и монтмориллонит, каолинит имеет подчиненное значение. Общая степень переработки породы возрастает (пористость достигает 17%), а количество выщелоченных компонентов в 1,3 раза больше, чем в случае гранит-порфира. В отработанном растворе соотношение Na и K заметно меняется в пользу пер-

вого, что определяется вероятно, меньшим его содержанием в исходной породе.

Преимущественное образование гидрослюды и монтмориллонита вместо каолинита связано с большей основностью диоритов и быстрой нейтрализацией воздействующих растворов. Прямым подтверждением этому служат результаты обработки гранит-порфиров и диоритов щелочным раствором, когда не только монтмориллонит выступает в качестве главного новообразованного продукта, но возникает даже адуляр, в то время как кварц интенсивно растворяется.

Проведенные исследования показывают, что при взаимодействии кислых и щелочных нагретых растворов с гранитами и диоритами качественный и количественный состав новообразованных продуктов определяется следующими факторами: составом и кислотностью растворов, составом исходных пород, степенью измельчения испытуемого материала. При этом в относительно кислой среде при тонком измельчении материала имеет место отложение кварца из разложенных алюмосиликатов и образование каолинита; в слабокислой среде происходит образование преимущественно каолинита, гидрослюды, кварца и осветление биотита и роговой обманки, а в щелочной среде наблюдается замещение плагиоклаза монтмориллонитом, кварц растворяется, ортоклаз обрастает адуляром.

Сопоставление состава отработанных растворов с поровыми растворами сольфатарно-аргиллизированных пород [Набоко, 1963] показывает их значительное сходство, особенно в катионной части.

Сравнение полученных данных с наблюдаемой в природе последовательностью минеральных замещений при аргиллизации и оксетализации кислых и основных пород показывает, что новообразованные продукты опытов сопоставимы с различными фациями метасоматических колонок.

Так при аргиллизации в центральных частях метасоматических тел наблюдается окварцевание, связанное с воздействием кислых растворов (аналогия с опытом 9). В удалении от раствороподводящего канала по мере понижения кислотности растворов появляется каолинитовая и гидрослюдистая фации (аналогия с опытами 5, 6, 14, 7, 9), затем монтмориллонитовая, сменяемая на выходе к неизмененным породам незначительной фельдшпатизацией.

Модель диффузионной метасоматической колонки аргиллизации

Теоретические основы схемы метасоматической зональности были разработаны Д. С. Коржинским свыше 20 лет назад, но экспериментальная модель метасоматической колонки до сих

пор не создана. Имеющиеся данные о механизме метасоматического замещения известняков (Garrels a. Dreyer, 1952), о реакционных взаимодействиях некоторых солей [Трейвус, Рожнова, 1962], обширный опыт хроматографических исследований [Шталь и др., 1965], наблюдения над скоростью образования и зональностью «обеленных» пород в областях современной вулканической деятельности [Набоко, 1963] и, наконец, наличие элементов зональности при искусственном гидротермальном замещении ряда минералов [Иванов, 1961] свидетельствуют о возможности воспроизведения метасоматической колонки в экспериментальных условиях.

Экспериментальное получение метасоматической зональности на естественных образцах горных пород с использованием растворов, приближающихся по своим параметрам к природным гидротермам, выявление особенностей ее различия в зависимости от изменения кислотности растворов, времени их воздействия и т. д. способны существенно помочь в установлении главных закономерностей постмагматических процессов.

Среди метасоматических околорудных пород наиболее благоприятными для экспериментального воспроизведения являются аргиллизиты, для которых не только детально изучены природные примеры зональности [Казицын, Александров, 1959; Казицын, 1962], но выяснены и условия существования минеральных ассоциаций, отвечающих отдельным зонам [Hemley, Jones, 1964]. Известно, что аргиллизации подвергаются как основные, так и кислые породы при воздействии кислых или слабокислых (pH = 1 — 6) галоидных, сульфатных и гидрокарбонатных растворов, имеющих температуру от 100 до 300°С. Общая схема зональности обычно достаточно сходная: окремнение, каолинизация, гидрослюдизация, монтмориллонитизация, неизмененная порода. При сольфатарной аргиллизации часто обособляется зона алунитизации, а при сульфатно-фосфатной — зона сванбергитизации.

Необходимыми условиями образования четкой зональности [Коржинский, 1955] является равномерная тонкая пористость замещаемой породы и незначительная скорость переноса компонентов, необходимая для установления химического равновесия на отдельных участках колонки. В соответствии с требованием соблюдения этих принципов С. Г. Черноруком и О. Ю. Дубиком была разработана методика опытов, в ходе которых удалось получить диффузионную метасоматическую колонку аргиллизации гранитов и диоритов.

Исходная порода — порфировидный гранит и мелкозернистый диорит из района месторождения Аманан — дробилась до 0,147 *мм* и подвергалась обработке 2-процентным раствором HCl при комнатной температуре в течение 1 часа в целях растворения возможной примеси карбоната. После тщательной

промывки породы водой, высушивания и микроскопического контроля над сохранностью породообразующих минералов часть навесок измельчалась до 0,04 *мм*. Измельченные пробы смачивались дистиллированной водой и плотно набивались в цилиндрические капсулы ($l = 25 — 50$ *мм*; $D = 2{,}5$ *мм*) из фторопласта 4. Подготовленные таким способом пробы представляли собой открытые с одной из торцовых сторон столбики уплотненного и насыщенного водой вещества пород, обладавшего равномерной пористостью (около 25%) и относительно низкой диффузионной проницаемостью.

Капсулы с пробами помещались в герметически закрывающиеся пробирки из фторопласта 4 с раствором кислоты. Пробирки устанавливались в автоклавы, в которые наливалась вода (KF = 0,7). Нагрев автоклавов осуществлялся в электрических печах с терморегуляторами ЭРМ, обеспечивающими стабильность рабочего температурного режима (280°С) в пределах ± 6°С. Длительность опытов колебалась в пределах от 60 до 210 часов, причем во всех 210-часовых опытах после 90 часов раствор кислоты обновлялся. Объем реагирующего раствора во всех опытах (табл. 55) с HCl подбирался таким, чтобы отношение количества кислоты к весу проб было близким.

После окончания опытов фторопластовые капсулы с пробами разрезались в продольном направлении на две равные части. Одна из половинок использовалась для исследования минерального состава и зональности, вторая сохранялась в качестве дубликата. Результаты исследования закономерностей зональности и вещественного состава преобразованных пород сведены в табл. 55. Уже при макроскопическом изучении колонок видно наличие во всех случаях отчетливой зональности, определяющейся осветлением пород, изменением их текстуры и состава. Особенно отчетливо во всех опытах выделяется наиболее осветленная внутренняя зона (рис. 30). Интервал перехода между зонами колеблется от 0,5 *мм* во внутренних частях колонки до 2 — 3 *мм* во внешних. Критериями разграничения зон являются смена устойчивых минеральных ассоциаций и последовательное исчезновение первичных магнетита, биотита и амфибола, плагиоклаза, ортоклаза. Характер и интенсивность минеральных преобразований зависят как от состава воздействующих растворов (HCl или H_2SO_4) и их концентрации, так и от степени измельчения проб и продолжительности опытов.

При обработке гранитов соляной кислотой (0,1 — 0,5 н.) возникает пятичленная колонка диффузионной зональности: а) монокварцевая зона, б) каолинитовая, в) гидрослюдистая, г) слабой гидратации, д) неизмененная порода.

1. *Монокварцевая зона* проявлена неповсеместно. Наиболее отчетливо она устанавливается в опыте 101 с относительно высокой концентрацией HCl и большой степенью измельчения ис-

Таблица 55

Минеральный состав и метрические соотношения мощностей зон в метасоматической колонке аргиллизации

Условия и результаты опытов	Номер опыта				
	101	103	99	107	102
	Гранит				
Воздействующий раствор	0,5 н.HCl	0,5 н. HCl	0,3н. HCl	0,1н. HCl	0,5 н. HCl
Степень измельчения породы, *мм*	0,04	0,147	0,147	0,147	0,04
Объем воздействующего раствора, *мл*	6,0	6,0	5,5	25,0	6,0
Длина столбика, *мм*	50	50	30	30	50
Вес столбика, *г*	0,48	0,48	0,29	0,29	0,51
Продолжительность опыта, *час*	210	210	210	210	210
Зона окварцевания	Кв	—	—	—	—
	0,5**				
каолинизации (алунитизации)	Као, Кв, Оп, Гс	Као*, Кв*, Оп, Гс	Као, Кв, Оп,	Као, Кв, Оп	Као, Оп, Кв, Гс
	4,0	10	6	2	7
гидрослюдизации	Кв, Ор, Гс, Оп	Кв*, Ор*, Гс	Кв*, Ор*, Гс, Као	Кв*, Ор*, Гс*, Као	Гс, Кв, Пл
	8	21	9	4	4
слабой гидратации	Кв, Ор, Пл, Гс, Мон	Кв, Ор, Пл, Гс, Мон	Кв, Ор, Пл, Гс, Мон	Кв, Ор, Пл, Гм, Гс, Мон	Пл, Би, Ро, Кв, Гс, Мон
	37,5	19	15	9	39
неизмененной породы	—	—	—	Кв, Ор, Пл, Би, Ро, Мс	—
				15	

* Диагностика подтверждается рентгеновским анализом.
** Здесь и в других случаях мощность зон в *мм*.

Продолжение табл. 55

Условия и результаты опытов	Номер опыта						
	104	100	108	94	96	105	106
	Диорит			Гранит		Гранит	Диорит
Воздействующий раствор	0,5 н. HCl	0,3 н. HCl	0,1н. HCl	0,1н. HCl	0,3 н. HCl	0,3 н. H_2SO_4	0,3 н. H_2SO_4
Степень измельчения породы, *мм*	0,147	0,147	0,147	0,147	0,147	0,147	0,147
Объем воздействующего раствора, *мл*	6,0	5,5	25,0	3,5	3,5	2,5	2,5
Длина столбика, *мм*	50	30	30	25	25	30	30
Вес столбика, *г*	0,51	0,31	0,31	0,31	0,24	0,29	0,31
Продолжительность опыта, *час*	210	210	210	60	60	210	210
Зона: окварцевания	—	—	—	—	—	—	—
каолинизации (алунитизации)	Као, Оп, Кв, Гс	Као, Оп, Кв, Гс	Као, Оп, Кв, Гс	Као, Кв	Као, Кв	Алу*, Кв*	Алу*, Кв*
	9	5	2,5	0,5	0,5	7	3
гидрослюдизации	Гс*, Као*, Кв	Гс, Кв, Пл	Гс, Као, Кв Пл	Гс, Кв, Ор, Као, Пл	Гс, Кв, Ор, (Пл), Као	Гс, Оп, Ор, Анг, Кв, Пл	Гс, Као, Анг, Кв, Пл, Ро
	9	8	6	2	4	11	8
слабой гидратации	Пл, Би, Ро, Кв, Гс, Мон	Пл, Би, Ро, Кв, Гс, Мон	Пл, Би, Ро, Кв, Гс, Мон	Гс, Кв, Ор, Пл, Мон	Гс, Кв, Ор, Пл, Мон	—	—
	32	17	39	3	4		
неизмененной породы	—	—	—	Пл, Ор, Кв, Би, Мт	Пл, Ор, Кв, Би, Мт	Кв, Ор, Пл, Би	Кв, Пл, Ро, Би
				19,5	16,5	12,0	19,0

ходного гранита. Ей свойственна повышенная пористость и незначительная (до 0,5 *мм*) мощность. В этой зоне выщелочены все минералы породы, кроме кварца. Освобожденный кремнезем частично переходит в раствор, частично выпадает в виде опала.

2. *Каолинитовая зона* наблюдается во всех без исключения колонках. Мощность каолинитовой зоны колеблется в широких пределах, возрастая пропорционально увеличению концентрации кислоты. Она сложена каолинитом и кварцем при подчиненном количестве опала ($N = 1{,}440 - 1{,}446$). В ней неустойчивы все первичные алюмосиликаты породы. Каолинит во внутренней части зоны более крупночешуйчатый ($Nm = 1{,}563 - 1{,}565$), нередко образует «гармошковидные» кристаллы. Во внешней части зоны наряду с тонкозернистым каолинитом наблюдается гидрослюда, вследствие чего внешняя граница зоны не всегда отчетливо маркируется и устанавливается по появлению свободного от замещения ортоклаза.

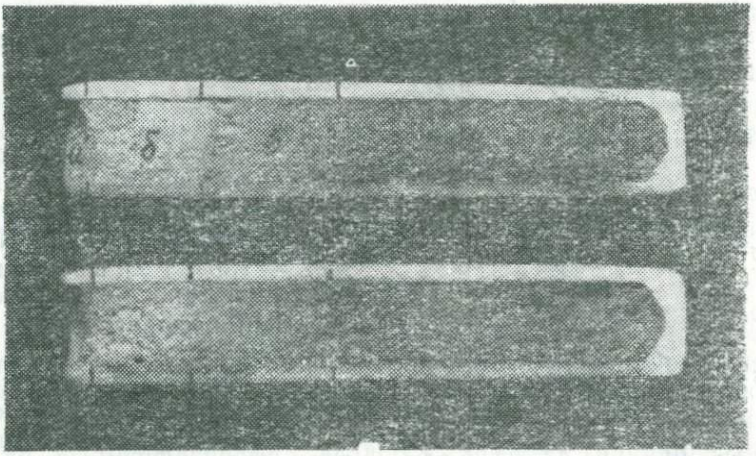


Рис. 30. Экспериментальная диффузионная метасоматическая зональность.
Зоны: а—окремнения, б—каолинизации, в—гидрослюдизации, г—гидратации.

3. *Гидрослюдистая зона* установлена также во всех колонках и характеризуется изменением мощности от 4 (0,1 н. HCl) до 21 *мм* (0,5 н. HCl). В ее состав входит кварц, каолинит, гидрослюда, опал; присутствует неизмененный ортоклаз. Гидрослюда представлена тонкозернистым агрегатом с высокодвупреломляющими чешуйками ($Ng = 1{,}554 \pm 2$; $Np = 1{,}532 \pm 2$). Количество гидрослюды не превышает 20%. Внешняя граница этой зоны достаточно четко устанавливается по появлению плагиоклаза; переход осуществляется в интервале 1 — 3 *мм*.

4. *Зона слабой гидратации* представляет собой внешнюю зону диффузионной колонки. Она характеризуется полным заме-

щением первичного биотита, а также роговой обманки и гематитизацией магнетита. Ее мощность составляет 9 *мм* в опыте 107 (0,1 н. HCl) и резко возрастает с увеличением концентрации кислоты. Максимальное количество гидрослюды и монтмориллонита (?) составляет 5 — 10%. Ортоклаз и плагиоклаз свободны от замещения, но плагиоклаз обычно заметно корродирован.

5. *Зона неизмененного гранита* характеризуется устойчивостью всех минералов, хотя биотит часто осветляется по краям чешуек и снижает показатель преломления (Nm = 1,622 — 1,627)

Изменение диоритов при воздействии HCl имеет сходный характер, однако здесь монокварцевая зона не наблюдается. Присутствуют зоны: каолинитовая, гидрослюдистая и далее следует неизмененная порода.

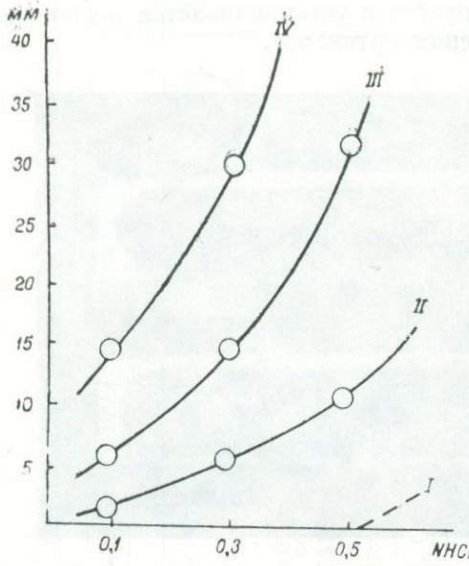


Рис. 31. Зависимость интенсивности разрастания зон диффузионной метасоматической колонки от кислотности воздействующего раствора.

Зоны: I—окварцевания, II—каолинизации, III—гидрослюдизации, IV—слабой гидратации.

Иной характер имеет метасоматическая колонка при воздействии сернокислых растворов. В гранитах и диоритах при этом развиваются зоны алунитизации, каолинизации и гидрослюдизации, гидратации. Алунит (0,01 *мм*) наблюдается в виде идиоморфных изометрических кристаллов (Ng = 1,597 ± 2; Np = = 1,576 ± 2); в зонах каолинизации и гидрослюдизации присутствует ангидрит.

Таким образом, экспериментальное воспроизведение метасоматической зональности вполне осуществимо и общие особенности смены минеральных ассоциаций и метрические закономерности метасоматической колонки соответствуют как теоретическим предпосылкам, так и природным наблюдениям. Особый интерес представляет выяснение метрических закономерностей колонок как функции кислотности растворов, размера зерен и состава пород, а также продолжительности процесса.

Зависимость мощности зон от кислотности воздействующих растворов и продолжительности опытов определяется (в изу-

ченных пределах) кривыми второго порядка, имеющими экспоненциальный характер (рис. 31). Кроме того, намечается явная тенденция зависимости скорости процесса от степени измельчения пород, определяемая степенной функцией, однако для однозначного суждения об этом данных еще недостаточно.

Рассмотренные формы зависимости мощности зон от условий процесса являются, естественно, лишь схемой первого приближения. Следует иметь в виду, что интенсивность развития зон зависит не только от скорости диффузии, в соответствии с законом Фика, но и от скорости химических реакций метасоматического преобразования минералов. Сущность процесса развития зон состоит в диффузии (H^+) внутрь колонки, а щелочей (Na^+, K^+) — во встречном направлении, что приводит к последовательному исчезновению минеральных фаз первичных пород, т. е. к разрастанию зон в направлении диффузии ионов (H^+). Эти зоны отвечают условиям стабильности определенных минеральных ассоциаций.

Таким образом, в результате проведенных опытов синтезирована полная метасоматическая колонка аргиллизации и алунитизации гранитов и диоритов, соответствующая в общих чертах природным данным, намечены метрические закономерности зональности в условиях изменения концентрации растворов, времени их воздействия, а также размера зерен породы.

О ХИМИЗМЕ АРГИЛЛИЗИРУЮЩИХ И ГИДРОСЛЮДИЗИРУЮЩИХ РАСТВОРОВ ПО ГЕОЛОГИЧЕСКИМ И ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫМ ДАННЫМ

Формационная индивидуальность оксеталитов (гидрослюдитов) и аргиллизитов, как было показано выше, определяется суммой геологических и физико-химических факторов. Главнейшим из них, помимо специфической связи с мезо- и эпитермальными месторождениями, является химизм гидротермальных растворов, определяющий многообразие генетических типов в пределах каждой из рассматриваемых формаций. К настоящему времени накопилось большое количество фактов, в той или иной мере относящихся в этой проблеме. Поэтому представляется необходимым систематизировать их, сопоставить с результатами наших исследований и попытаться выявить генетические типы этих формаций.

Мнения исследователей о химизме гидротермальных растворов, вызывающих гидрослюдизацию и аргиллизацию, достаточно противоречивы. Одни исследователи [Ловеринг, 1951; Lovering, 1957; и др.] связывают аргиллизацию и гидрослюдизацию с галоидными или сульфатными сильно кислыми растворами, другие указывают на слабокислый их характер с преобладанием

сульфатного [Набоко, 1963] или сульфатного и бикарбонатного [Шер, 1966] анионов.

Преимущественно сульфатный состав аргиллизирующих растворов является, по-видимому, основанием для выделения «сольфатарной аргиллизации» в особый тип метасоматического преобразования. Однако Н. И. Наковник [1957] справедливо усомнился в том, что аргиллизация проявляется исключительно в связи с «сернокислотными» растворами и высказал предположение о возможности ее возникновения в связи с воздействием «слабокислых» и даже нейтральных растворов.

Геологические данные о природных типах аргиллизации и оксетализации

Впервые метасоматическая аргиллизация привлекла к себе внимание как типичный процесс «обеления» пород в областях современного вулканизма, но наиболее обстоятельно она была изучена в связи с рудоконтролирующим значением в отношении средне- и низкотемпературных месторождений. Что же касается оксетализации, то она, начиная с первого описания березитов и лиственитов, рассматривалась именно в связи с околорудными изменениями на среднетемпературных месторождениях.

1. *Околорудная серицитизация и карбонатизация* в связи с кварцевыми золотоносными и молибденоносными жилами, а также с медно-колчеданными и полиметаллическими месторождениями наиболее полно освещена в литературе [Заварицкий, 1911; Рупасова, 1938; Бородаевская, 1944; Великий, 1950; Н. Н. Курек, А. И. Курек, 1954; Бородаевский, 1960; Boyle, 1960; Шер, 1966; и др.]. Схема зональности околорудных пород в этих случаях определяется нарастанием степени серицитизации. Так, М. Б. Бородаевская выделяет слабоберезитизированные гранит-порфиры, промежуточные типы и собственно березиты. Более полные данные о строении типовой метасоматической колонки получены нами при изучении околорудных пород Амана и Дарасуна, где установлены зоны: слабой карбонатизации, монтмориллонитизации, гидрослюдизации, серицитизации, адуляризации. Причем в строении типовой колонки отмечаются следующие факты фациальных вариаций: выпадение внутренних зон на выклинивании и появление на глубине калишпатизации и флогопитизации. Комплекс минеральных преобразований в рассматриваемых колонках свидетельствует о наличии в составе гидротермальных растворов сульфат-аниона и гидрокарбоната при повышенном и варьирующем потенциале калия.

2. *Околорудная альбитизация и турмалинизация* с подчиненной серицитизацией в связи с кварцевыми золотоносными и сульфидно-касситеритовыми жилами изучена на месторождениях Забайкалья [Петровская, Андреева, 1958] и Дальнего Восто-

ка [Руб, Макеев, 1961; Радкевич, 1966]. Подробное описание метасоматической колонки этого типа выполнено нами на примере Рудоключевского месторождения.

В составе метасоматирующих растворов помимо сернистых эманаций активную роль, очевидно, играла борная кислота, а также ион натрия.

3. *Околорудная гидрослюдизация и аргиллизация* в связи с кварц-ферберитовыми [Lovering, 1950], кварц-халькопиритовыми жилами и меднопорфировыми рудами [Sales, Mayer, 1950; Schwartz, 1953] характеризуются общей схемой зональности: рудная жила, окварцевание, серицитизация, каолинизация, монтмориллонитизация и гидрослюдизация, слабо измененная и неизмененная породы.

Внутренняя зона серицитизации, согласно Т. С. Ловерингу, является наложенной. Это подтверждается и наблюдениями Г. М. Шварца [1961], согласно которому серицит-пирит-халькопиритовая зона помещается между зонами гидрослюдизации и слабого изменения.

В отношении состава аргиллизирующих растворов мнения различны. Р. Сайлс и Ч. Мейер указывают на близкую к нейтральной реакцию растворов и ничтожную роль галоидных кислот. По утверждению Т. С. Ловеринга, растворы, содержащие свободные галоидные кислоты и свободную серную кислоту в концентрациях 0,01—0,1N, способны быстро выщелачивать основания и SiO_2 с образованием монокварцевой зоны в центре, зоны аргиллизации возле нее и зоны слабого изменения, переходящей в неизмененные породы. Присутствие угольной кислоты сказывается лишь на составе внешних зон.

О температурном режиме аргиллизации подобного типа прямые данные отсутствуют, но по косвенным признакам Д. С. Коржинский [1955] считает, что эта аргиллизация является, несомненно, среднетемпературной.

4. *Аргиллизация как околожильный процесс* на месторождениях горного хрусталя описана В. И. Бергером [1966], установившим около алданских хрусталеносных жил наличие следующих зон: окварцевания, каолинизации, гидрослюдизации и слабой карбонатизации. Своеобразной особенностью рассматриваемой колонки является относительно высокая устойчивость микроклина. Химизм минералообразующих растворов, судя по анализу водных вытяжек из кварца, характеризуется хлоридно-бикарбонатным составом. При общем содержании солей около 8—15 *г/л* Cl^- и HCO_3^- находятся примерно в равных количествах, а количество F^- и SO_4^{2-} в 10—20 раз меньше, чем в первых двух. Температурные условия процесса, по данным барометрического [Ермаков, 1965] метода, характеризуется интервалами 200—300°С.

5. *Аргиллизация как околорудный процесс* халцедон-кварцевых жил с флюоритом, а иногда и с некоторыми минералами редких металлов, характеризуется интенсивным распространением и четкой зональностью. Строение метасоматической колонки, фациальные вариации ее, а также вертикальная и горизонтальная зональность подробно рассмотрены нами на примере месторождения Солонечного.

О температурных условиях процесса можно судить по данным термометрии [Ермаков, 1950], дающим цифры до 215°С, что является, по-видимому, не максимальным значением, так как флюорит, по которому велись измерения, выделяется в заключительные стадии процесса.

6. *Аргиллизация в связи с фумарольно-сольфатарной деятельностью* в областях современного и кайнозойского вулканизма наиболее благоприятна для изучения, так как здесь нередко можно наблюдать и исходную породу, и воздействующий раствор, и результативные продукты. Еще ранними исследователями [Rittman, 1934; Anderson, 1935] была установлена принципиальная схема метасоматической зональности (окремнение, алунитизация и каолинизация, слабое изменение, неизмененная порода) и найдено, что в составе умереннокислых растворов преобладают хлористоводородная и серная кислоты.

Значительно большее количество систематизированных данных получено в послевоенные годы как зарубежными авторами [Barth, 1950; Lovering, 1957; и др.], так и сотрудниками лаборатории вулканологии АН СССР [Иванов, 1959; Набоко, 1963; Аверьев, Пийп, 1961; Борисова, 1964; и др.].

На основании результатов этих работ и собственных наблюдений С. И. Набоко [1963] считает, что аргиллизация (каолинизация) происходит в условиях воздействия слабокислых сульфатных растворов (pH — 4 — 6) при температуре около 100°С. Снижение температуры (до 90 — 95°) и возрастание pH (до 8) вследствие уменьшения роли сульфатного аниона на фоне возрастания бикарбонатного способствуют, по ее мнению, монтмориллонитизации. «Мы не можем согласиться с мнением Ловеринга, что аргиллизация вызывается кислыми растворами, в которых преобладают галоидные кислоты», — утверждает С. И. Набоко [1963]. Однако подобное заключение не может быть безупречным как из-за недостатка данных по конкретным метасоматическим колонкам, кстати, убедительно описанным в работах Т. Ловеринга, так и из-за невозможности произвести четкое разграничение гидротермальной и супергенной каолинизации. Отсутствие схемы метасоматической зональности при сольфатарном изменении не позволяет проследить единство процесса опализации, алунитизации, аргиллизации, пропилитизации и выявить характер эволюции растворов, первоначальный состав

которых, например на вулкане Эбеко, отличается [Набоко, 1963] очень кислой (pH = 0,5 — 0,9) реакцией и галоидно-сульфатным характером.

Согласно С. И. Набоко [1963], в вертикальной колонке измененных пород (областей разгрузки глубинных гидротерм) присутствуют следующие зоны (сверху вниз): гейзеритов и травертинов, каолинизации, монтмориллонитизации, хлоритизации, цеолитизации, адуляризации, альбитизации, пропилитизации, окварцевания. Сходный характер зональности наблюдается в метасоматических колонках, рассматриваемых Т. Ловерингом [Lovering, 1950].

В фундаментах вулканических аппаратов [Ткаченко, 1964] наблюдается следующая зональность измененных пород: монокварциты, каолиновые кварциты, серицитовые кварциты, пропилиты.

Гидротермальную аргиллизацию районов молодой вулканической деятельности большинство исследователей относит к числу фаций вторичных кварцитов [Соболев, Фишкин, 1953; Набоко, 1963; Власов, Василевский, 1964; Аверьянов, Остапенко, 1964; и др.], помещая ее между алунитовой или монокварцевой и серицит-кварцевой фациями. Типичная схема вертикальной метасоматической зональности, в частности на месторождении Серное Кольцо, следующая: мономинеральные опалиты (воздействуют ультракислые растворы), кварц-алунитовые породы (умеренно-кислые хлоридно-сульфатные растворы).

В вопросе о природе и составе растворов, осуществляющих указанные преобразования, Г. М. Власов и М. М. Василевский [1964] допускают возможность существования преимущественно галоидных и сульфатных растворов, выделяя при этом два семейства типов вторичных кварцитов. Первый из них, галогенный или глиноземный тип, связан с глубинными источниками кислых пневматолитовых растворов, второй — сернокислотный, более низкотемпературный, формировался в более поздний, сравнительно низкотемпературный этап гидротермальной деятельности.

7. *Околорудная аргиллизация на эпитермальных месторождениях* довольно широко освещена в литературе [Наковник, 1957; Lovering, Shepard, 1960]. Однако многие вопросы ее генезиса, и в первую очередь химизм процесса, выяснены еще не окончательно.

Околорудная аргиллизация на молибденовых и золото-молибденовых месторождениях проявляется в заключительный период рудного процесса либо в околожильном пространстве кварц-карбонатно-сульфидных жил [Казицын, 1965; Пампура, Афонина, 1964], либо в пострудную стадию [Казицын, 1962]. В том и другом случае зональность сходная: рудная жила, каолинизация, гидрослюдизация, биотитизация, неизмененная поро-

да. Возле кварц-карбонатно-сульфидных жил наблюдаются некоторые усложнения: во внутренней зоне появляется серицит, зона гидрослюдизации дифференцируется с обособлением сванбергитизации, монтмориллонитизации и хлоритизации.

Аргиллизация рассматриваемого типа происходит в низкотемпературных условиях под воздействием слабокислых растворов, в которых решающую роль играл гидрокарбонат, о чем свидетельствует устойчивость анкерита (особенно во втором случае) в большинстве зон. В то же время аргиллизация возле кварц-сульфидных жил происходила с несомненным участием сульфат-иона.

Таким образом, указанные два случая свидетельствуют о возможности возникновения аргиллизации как в связи со смешанными сульфатно-гидрокарбонатными растворами, так и в чрезвычайно низкотемпературных условиях под воздействием углекислых растворов. К подобному же типу, вероятно, относится и аргиллизация на сульфидно-касситеритовых месторождениях [Иликсон, 1956].

8. *Околорудная аргиллизация на золото-серебряных, настурановых и сурьмяно-ртутных месторождениях* проявляется повсеместно и составляет их наиболее специфическую особенность [Ловеринг, 1951; Керг и др., 1950; Баррингтон, Керр, 1962; Лисицына, Омельяненко, 1961; и др.].

Аргиллизация рассматриваемого типа отличается нередко значительными масштабами проявления (сотни и первые тысячи метров по простиранию и падению), отчетливой зональностью и симметричностью строения тел аргиллизитов. Нами она изучена, в частности, на примере Балейского месторождения, где установлены фации: карбонатная, хлоритовая, монтмориллонитовая, гидрослюдистая, каолинитовая, кварцевая. Алунитовая и сванбергитовая фации для аргиллизитов этой группы не характерны, иногда имеет место серицитизация и адуляризация.

Основным химическим компонентом растворов при метасоматизме является гидрокарбонат, а иногда, в ранние стадии, галоиды и сульфат-ионы.

Следует отметить также случаи гипергенной аргиллизации — широко распространенного в природе явления, происходящего в условиях термического режима поверхности земли и воздействия, главным образом, углекислых вод [Блох, 1963], а в зонах окисления сульфидных месторождений — и серной кислоты [Мирошников, 1960].

Генетические типы оксетализации и аргиллизации

Результаты изучения газово-жидких включений, обобщенные И. Л. Ходаковским [1965], свидетельствуют о преимущественно хлоридно-бикарбонатно-сульфатном составе минералооб-

разующей среды мезо- и эпитермальных месторождений. При этом установлено, что для золото-кварцевых месторождений, которым наиболее свойственна оксетализация, характерно относительно высокое содержание сульфат-аниона, в то время как для свинцово-цинковых — преобладание хлор-иона, а для оловянных — бикарбонат-иона и хлор-иона при почти полном отсутствии сульфат-иона. Кроме того, в ряде случаев устанавливается активная роль анионов бора.

Температурный интервал оксетализации лежит в пределах 400 — 200°С. Следовательно, уже эти данные указывают на известную специализацию анионного состава рудообразующей среды мезотермальных месторождений и на возможность выделения по преобладающему химизму ряда генетических типов оксетализации.

Оксетализация (и в частности, гидрослюдизация, березитизация, лиственитизация, отчасти альбитизация и турмалинизация) является широко распространенным процессом околорудного метасоматизма на кварцево-жильных и штокверковых месторождениях молибдена, золота, олова и полиметаллов.

Оксеталиты представляют собой самостоятельную формацию околорудных метасоматитов, мезотермальных месторождений, образующихся в условиях средних глубин под воздействием слабокислых, нейтральных и слабощелочных растворов хлоридно-сульфатно-бикарбонатного состава.

В составе аргиллизующих растворов необходимо отметить поразительное сходство химизма, pH и минерализации газово-жидких включений [Ходаковский, 1965, и др.] с составом поровых и гидротермальных растворов областей поствулканической деятельности [Иванов, 1959; Набоко, 1963; и др.].

Согласно этим данным, гидротермальная аргиллизация происходит в интервале температур 300 — 50°С, обнаруживая сходство температурных условий с гипергенной аргиллизацией (ниже 50°С). Для флюоритовых и сурьмяно-ртутных месторождений и месторождений горного хрусталя наиболее характерен температурный интервал аргиллизации 200 — 150°С [Ермаков, 1950].

Понижение температуры в ходе гидротермального процесса сопровождается изменением кислотности и солевого состава растворов. Так, для хрусталеносных жил [Ходаковский, 1965] с уменьшением температуры от 360 до 100°С концентрация Cl^- уменьшается в 4 раза, а концентрация HCO_3^{-1} заметно возрастает.

Содержание SO_4^{2-} незначительно уменьшается с ростом температуры. Увеличение роли бикарбонат-иона от ранних стадий минерализации к поздним свойственно флюоритовым месторождениям [Грушкин, Приходько, 1952].

На основании этой закономерности перечисленные выше примеры гидротермальной аргиллизации можно расположить в определенной последовательности в зависимости от верхнего предела температуры формирования и относительной роли ведущих агентов кислотности. При этом могут быть выделены три главных генетических типа аргиллизации: галоидный, сольфатарный, (сульфатный), гидрокарбонатный, для которых свойственно постепенное снижение температурных условий (табл. 56).

Таким образом, аргиллизиты являются широко распространенной формацией метасоматических пород, типичной для областей молодого и современного вулканизма, а также для эпитермальных месторождений и альпийских жил.

Таблица 56

Идеализированная схема генетических типов аргиллизации

Тип аргиллизации	Сопряженный тип оруденения	Характерные анионы в растворе	Температурный интервал, °С
Галоидный (и галоидно-гидрокарбонатный)	Кварц-гюбнеритовый, кварц-халькопиритовый, хрусталеносные жилы, кварц-флюоритовые жилы	Cl^-, F^-, HCO_3^-	300—100
Сульфатный (и сульфатно-гидрокарбонатный)	Кварц-карбонатно-сульфидные жилы, золото-серебряное оруденение, самородная сера, алунит	SO_4^{-2}, HCO_3^-	200—100
Гидрокарбонатный	Кварц-карбонатно-сульфидные жилы, халцедон-карбонатные жилы безрудные, а также с минералами сурьмы, ртути и др.	HCO_3^-	200—60

Аргиллизация происходит в средне- и низкотемпературных условиях в интервале первой тысячи метров от дневной поверхности, состоит в последовательном замещении первичных породообразующих минералов (полевых шпатов, слюд) глинистыми (каолинитом, гидрослюдой, монтмориллонитом, хлоритом) под воздействием кислых растворов, начальная кислотность которых может быть весьма значительной (до $pH < 1$).

ГЛАВА IV

ОКОЛОЖИЛЬНЫЙ МЕТАСОМАТИЗМ И ЕГО ЗНАЧЕНИЕ В РУДОГЕНЕЗЕ

Основные проблемы рудогенеза — происхождение, состав и состояние рудообразующих растворов, положение оруденения в постмагматическом цикле, эндогенное рассеяние и концентрация вещества, закономерности трехмерной зональности и критерии обнаружения скрытого оруденения — не могут быть решены без детального изучения метасоматических и, в частности, околорудных пород. Особенно энергично данное обстоятельство подчеркивалось основателем металлогении С. С. Смирновым [1947], совершенно справедливо полагавшим, что метасоматические околорудные породы содержат наибольшее количество данных для суждения о направленности и механизме постмагматического процесса. Благодаря обстоятельным и результативным исследованиям отечественных и зарубежных ученых (Д. С. Коржинский, Н. И. Наковник, В. Линдгрен, Т. Ловеринг и др.) интерес к околорудным породам чрезвычайно возрос среди геологов, и даже появилась тенденция подчас переоценивать роль этих пород как источника информации для решения указанных проблем. При этом забывалось, что без учета особенностей петрогенеза материнских пород и закономерностей развития родоначального магматического процесса околорудные породы сами по себе позволяют решить лишь частные задачи.

Ярким примером необходимости учета всей суммы факторов петрорудного цикла является обсуждение, например, проблемы щелочно-кислотной эволюции (изменение во времени и в геологическом пространстве состава и состояния растворов). Несовершенства современной теории магматического петрогенеза, естественно, затрудняют увязку закономерностей магматических и постмагматических процессов. Из всех существующих концепций петрогенеза наиболее приемлемы представления о цикличности развития магматической деятельности [Билибин, 1940; Изох и др., 1957; Кузнецов, 1964], которые могут послужить отправным пунктом в установлении связи между магматизмом и метасоматизмом.

Согласно этим представлениям в жизни магматических очагов, дающих начало генетически связанным сериям плутонических и метасоматических пород, выделяются два этапа: прогрессивный и регрессивный. Известно, что этапность в таком понимании свойственна всем циклическим природным процессам: развитию подвижных зон земной коры, становлению магматических комплексов, формированию отдельных интрузивных массивов и т. д. В этом, на наш взгляд, находит свое отражение общий закон гармоники циклов и их составляющих, известный в биологии под названием принципа Геккеля — Мюллера и с известным успехом применяемый в последнее время в геологии [Рундквист, 1965].

Выделение в петрорудном цикле прогрессивного и регрессивного этапов необходимо вследствие различной направленности процессов дифференциации магматических масс, взаимодействия их с вмещающими породами, отделения надкритических фаз, последовательности становления, т. е. большинства тех процессов, которые приводят к формированию генетически связанных серий горных пород и руд. Представление о цикличности подобного рода применяется в учении о метаморфизме [Елисеев, 1963] и особенно широкое развитие получило в работах по гранитизации [Судовиков, 1964], где указанные идеи прогрессивного и регрессивного развития гранитообразования составляют существенную часть концепций.

Прогрессивный этап развития протолитического очага охватывает периоды его зарождения, магмаобразования, ранней дифференциации и, вероятно, магматической дистилляции. В составе этапа соответственно выделяются стадии: домагматическая, раннемагматическая и собственно магматическая.

Домагматическая стадия характеризуется постепенным преобразованием нижних горизонтов земной коры, происходящим по принципу метасоматической гранитизации и реоморфизма [Судовиков, 1964], в результате привноса вещества и энергии «сквозьмагматическими растворами» [Коржинский, 1955] или «гранитизирующими эманациями» [Николаев, 1955] (преимущественно щелочей и тепла). Происходит общее выравнивание состава, приближение его к эвтектическому для данной системы, увеличение запаса энергии, вынос фемических компонентов, рассеяние элементов-примесей. Наиболее энергоемкие продукты концентрируются вдоль путей следования растворов.

Для раннемагматической стадии характерно расплавление отдельных участков протолитического очага и зарождение магматического бассейна. Явления рассеяния вещества и энергии приобретают ведущее значение; к метасоматическому преобразованию состава добавляется механическое смешивание, и происходит постепенное обогащение периферических частей очага все более энергоемкими лейкократовыми компонентами. По-

следнее обусловлено не только дифференциацией, играющей в прогрессивный этап подчиненную роль [Григорьев, 1946], но также продолжающимся привносом щелочей и перемещением всего очага в направлении сиалической оболочки [Билибин, 1940; Изох и др., 1957].

Более строгим с геотектонических позиций является допущение перемещения границы базальтового слоя как определяющего фактора направленности развития магматизма [Ициксон, 1960].

Собственно магматическая стадия прогрессивного этапа наступает после перехода большей части протолитического очага в расплавленное состояние, когда в верхних горизонтах земной коры создаются условия для локализации магматических продуктов. При этом, поскольку «трещины не могут проникать сквозь жидкое вещество» [Билибин, 1940], последующие порции внедряющегося материала приобретают более кислый состав. Протолитический очаг в эту стадию обычно развивается по принципу закрытой системы, он не связан с поверхностью, вследствие чего критических явлений в нем не происходит.

Обособившиеся от протолитического очага массы, потерявшие связь с источниками вещества и энергии, начинают развиваться по нисходящему направлению: локальная дифференциация, кристаллизация и «высачивание» гидротермальных растворов. Последние обеспечивают протекание автометасоматических процессов, а также процессов контактового выщелачивания. После отделения последних порций магматического вещества (даек и малых интрузий понижающейся основности), иногда достигающих поверхности, в протолитическом очаге происходит магматическая дистилляция и отделяющаяся надкритическая фаза дает начало постмагматическим процессам ранней щелочной и кислотной стадий (фельдшпатизация, грейзенизация, скарнирование и др.).

Таким образом, прогрессивный этап развития магматизма характеризуется ранней гранитизацией, подъемом геоизотерм, увеличением запаса внутренней энергии последовательных продуктов, умеренной дифференциацией и становлением интрузивных серий понижающейся основности: габбро-диорит — гранит — аляскит. Постмагматическая деятельность, начинающаяся с момента выделения первых твердых фаз, включает, согласно существующим представлениям, магматическое замещение, щелочную, кислотную и позднюю щелочную стадии. Щелочно-кислотная направленность развития постмагматического цикла в прогрессивный этап магматического процесса состоит в последовательном возрастании кислотности гидротермальных растворов, коррелирующейся с направленностью магматического процесса. Именно последняя является определяющим фактором возрастания кислотности растворов, претерпевающих эволюцию

в соответствии с эволюцией родоначального магматического очага. Поэтому в связи с комплексами повышенной щелочности (Забайкалье, Тува, Кольский полуостров и др.) полнее проявлена щелочная стадия постмагматической деятельности, а в связи с кислыми интрузиями (Казахстан, Забайкалье и др.) — кислотная.

Регрессивный этап развития петрорудного цикла характеризует период затухания магматической деятельности и постмагматических преобразований. В соответствии с этим в нем выделяются две стадии: позднемагматическая и гидротермальная.

Позднемагматическая стадия развития протолитического очага характеризуется сокращением привноса щелочей, снижением общего запаса энергии, уменьшением размеров или разделением очага на ряд «дочерних». Особенностью этого этапа является перемещение фронта магмообразования в направлении базальтового слоя и резкая дифференциация расплавленных масс, как первая реакция системы на сокращение привноса энергии. Кристаллизационная дифференциация является характерной особенностью остывающих магм [Билибин, 1940].

В ходе кристаллизационной дифференциации периферические части очага обогащаются более энергоемкими компонентами. Эта тенденция еще более усиливается вследствие «отступления» фронта магмообразования в нижние горизонты земной коры. Параллельно с этим в числе тектонических процессов преобладающую роль начинают играть глыбовые движения, возникают многочисленные разломы глубокого заложения, выводящие все более основные порции магматического вещества в верхние горизонты и на поверхность. Происходит формирование резко гипабиссальных и экструзивно-эффузивных образований [Котляр, 1960], в генетически связанных сериях которых наблюдается последовательность внедрения от кислых к основным. Вследствие одновременного функционирования нескольких дочерних очагов, близких по составу, но отличающихся деталями химизма и специализации, часто наблюдаются противоречивые соотношения [Петровская и др., 1961]. Родственные серии горных пород — продуктов регрессивного этапа — известны под названием малых интрузий [Бородаевская, 1950], даек второго этапа [Коптев-Дворников, 1963], послегранитовых даек [Изох и др., 1957] или собственно малых интрузий [Шипулин, 1960]. В ряде случаев эти породы бывают связаны переходами с эффузивами [Котляр, 1960]. Последнее обстоятельство обусловливает резкое смещение равновесия в магматическом очаге и отделение гидротермальных растворов.

Постмагматическая стадия регрессивного этапа нередко начинается еще до полного отмирания очага (нередки пострудные или интрарудные дайки пироксеновых порфиров и диабазов). Это обстоятельство, а также большое количество продук-

тов современных извержений газовой составляющей [Аверьев, Пийп, 1961] свидетельствуют о возможности отделения надкритической фазы, хотя есть основания считать, что явления магматической дистилляции для регрессивного этапа не характерны. Массовое же высачивание гидротермальных растворов происходит после кристаллизации каждого дочернего очага, но до полного прекращения магматической деятельности в соседних очагах. Это еще более осложняет картину соотношения оруденения и магматических пород, а также проявление сложного многостадийного оруденения (молибден, золото, полиметаллы, например, месторождения Шахтама, Давенда). Постмагматический процесс регрессивного этапа развивается подчеркнуто по нисходящему направлению; характерными являются стадии кислотного, нейтрального и более позднего слабощелочного состояния растворов. Именно с регрессивным этапом магматических циклов связывается в большинстве случаев редкометальное оруденение кварцево-жильного типа.

Таким образом, регрессивный этап развития магматической деятельности характеризуется снижением геоизотерм, сокращением запаса энергии очага и последовательных порций магмы, резкой кристаллизационной дифференциацией, расчленением первичного очага на ряд дочерних и становлением родственных интрузивных серий (малых интрузий, субвулканических образований и эффузивов) повышающейся основности. Постмагматическая деятельность, имея локальную форму проявления, происходит в направлении кислотно-щелочной эволюции, в чем и состоит коррелятивность ее с изменением химизма очага. Отсутствие в регрессивном этапе постмагматической деятельности ранней щелочной стадии и наиболее полное проявление стадий кислотного выщелачивания и позднего щелочного взаимодействия составляют характерную черту многих околорудных измененных пород: оксеталитов, аргиллизитов и др. Подобные закономерности обычны для районов распространения малых интрузий и связанной с ними металлогении (типа кварцево-жильных редкометальных месторождений Забайкалья, Урала, Казахстана, Алтая).

Намеченная схема развития петрорудного процесса отражает основные не только структурные и геохимические закономерности эволюции магматических образований (формирование сложных многофазных массивов и даек повышающейся кислотности, послегранитовых даек и малых интрузий), но и главнейшие черты щелочности — кислотности гидротермальных растворов.

Следовательно, направленное развитие магматического процесса является одной из причин (а возможно, и главной) щелочно-кислотной эволюции. Вместе с тем высказанные соображения не отвергают иных путей объяснения щелочно-кислотной

эволюции. В первую очередь это относится к представлениям об «опережающей волне кислотности», имеющей иную природу, но соподчиненно связанной, как указывает Д. С. Коржинский [1960], с закономерностями развития магматизма.

СООТНОШЕНИЕ МАГМАТИЗМА И ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ПРОЦЕССОВ (НА ПРИМЕРЕ ЗАБАЙКАЛЬЯ)

Направленность эволюции метасоматических процессов в зависимости от характера магматизма рассмотрена на примере Забайкалья, где установлено около 20 мезозойских интрузивных комплексов [Тихомиров и др., 1964], с которыми связано подавляющее большинство метасоматических образований. Эти комплексы с известным допущением могут быть сгруппированы в три семейства, каждое из которых объединяет комплексы, родственные по составу, структурно-тектоническому положению и металлогенической специализации:

1) умереннокислых повышенной щелочности гранитоидов и отчасти эффузивов (амананский*, кыринский, бичурский, шахтаминский, амуджиканский, нерчинско-заводской);

2) кислых и пересыщенных кремнеземом гранитоидов (кукульбейский, харлагинский, цаган-олуевский); порядок перечисления этих групп отвечает, согласно данным калий-аргонового метода, их возрастной последовательности, однако общегеологические соображения и минералого-геохимические данные не исключают возможности и обратного их соотношения;

3) щелочных, субщелочных и лейкократовых гранитоидов, а также кислых эффузивов (нерчуганский, куналейский, гуджирский, ботовский, посленижнемеловой). Возраст этой группы комплексов отчетливо более молодой как по геологическим, так и по геохронологическим данным.

Рассмотрение этих групп комплексов, с точки зрения намеченной схемы цикличности магматизма и постмагматической деятельности, позволяет обнаружить ряд любопытных закономерностей (табл. 57). Так, амананский, кыринский, кударинский, бичурский, шахтаминский комплексы характеризуются прямой направленностью развития (габбро-диориты, диориты, гранодиориты, граниты); им свойственны достаточно крупные (до 600 $км^2$) массивы и жильные породы: граниты, гранит-порфиры, аплиты. Повсеместно распространены автометасоматические процессы щелочного характера с образованием полей сиенитизированных пород, а иногда и контактово-метасоматические преобразования, обусловливающие возникновение андалузитсодержащих роговиков и кварцитов.

---

* Номенклатура и терминология при описании комплексов дана по Н. И. Тихомирову и др. [1964].

Указанные процессы детально изучены на примере Аманан-ского и Сырыгичинского массивов, где установлены метасоматические сиениты и монцониты, развивающиеся за счет диоритов и гранодиоритов краевых частей массивов. Метасоматическая природа этих пород устанавливается по наличию постепенных переходов, присутствию среди них реликтовых участков диоритов, интенсивному замещению плагиоклаза ортоклазом. Процесс автометасоматической сиенитизации состоит в раскислении плагиоклаза и замещении его ортоклаз-пертитом, в замещении роговой обманки биотитом с обособлением магнетита и иногда сфена. Химизм преобразования состоит в выносе фемических компонентов, привносе щелочей и кремнезема.

Оруденение непосредственно не связано с сиенитообразованием, оно отделено некоторым интервалом времени, однако наиболее интенсивное его проявление характерно для тех массивов, которые испытали сиенитизацию.

Контактово-метасоматические роговики и кварциты с андалузитом менее распространены, они установлены лишь на некоторых массивах, хотя достаточно тесно связаны с автометасоматической сиенитизацией. Для них характерна локальность проявления, отчетливая зональность, наличие убогой рудной минерализации и отдельных невыдержанных кварцевых жилок с молибденитом.

Все отмеченные особенности указанных четырех комплексов свидетельствуют о формировании их в процессе восходящего развития магм, иными словами, о принадлежности к прогрессивному этапу магматического цикла.

Напротив, амуджикано-сретенский и нерчинско-заводской комплексы представлены пестрой серией пород, залегающих в виде: сравнительно небольших массивов и штоков, протяженных дайковых поясов, а иногда и локальных покровов. Последовательность внедрения их нередко неопределенна. Если в массивах намечается прямая направленность развития, то в дайковых поясах преобладает обратная. Более того, даже в пределах отдельных узлов сосредоточения малых интрузий наблюдается иногда несколько серий родственных пород, перекрывающих друг друга во времени. Это обстоятельство дает основание считать, что формирование таких серий, характеризующихся обратной направленностью становления, связано с наличием нескольких изолированных, но одновременно функционирующих магматических очагов. Так, в Давендинско-Ключевском районе с достаточной определенностью устанавливается наличие двух групп малых интрузий: серии гранит-порфир, гранодиорит-порфир, диоритовый порфирит и так называемой серии гибридных порфиров (резко порфировидные граниты, гранит-порфиры, плагиопорфиры, гибридные порфиры, энстатитовые порфириты).

Таблица 57

Схема распределения постмагматических образований в ходе развития металлоносных магматических комплексов (на примере мезозойских гранитоидов Забайкалья)

Группы комплексов	Прогрессивный этап (период)			
	Последовательность становления, абс. возраст, *млн. лет*	Стадии постмагматического процесса	Метасоматические образования	Рудная минерализация
Кислых и пересыщенных кремнеземом гранитоидов (кукульбейский, оленгуйский, харалгинский, цаганолуевский)	Гранодиорит, гранит, аляскит, аплит, 164—132	Ранняя щелочная (кислотная)	Апограниты: калишпатовые метасоматиты, альбититы, грейзены	Редкие металлы, убогая (олово, вольфрам)
Умереннокислых повышенной щелочности гранитоидов (амананский, кыринский, кударинский, бичурский, шахтаминский, а также амуджиканский и нерчинско-заводской в регрессивный этап)	Габбродиорит, диорит, гранодиорит, гранит, аплит, 183—163	Ранняя щелочная (кислотная)	Автометасоматиты калишпатовые, приконтактовые роговики и кварциты с андалузитом	Нет, убогая (вольфрам, молибден)
Субщелочных и щелочных гранитоидов (нерчуганский, куналейский, гуджирский, ботовский, „послениженемеловой“)	Сиениты, арфведсонитовые граниты, лейкократовые граниты, аплиты, 190—90	Ранняя щелочная	Ортоклазовые и ортоклаз-альбитовые метасоматиты	Не набл.

Продолжение табл. 57

Группы комплексов	Регрессивный этап (период)				
	Последовательность становления	Стадии постмагматического процесса	Метасоматические образования	Рудная минерализация	Абсолютный возраст по серициту и гидрослюде, *млн. лет*
Кислых и пересыщенных кремнеземом гранитоидов (кукульбейский, оленгуйский, харалгинский, цаганолуевский)	Сиенит-порфиры, гранит-порфиры	Кислотная	Околожильные грейзены	Вольфрам, олово, редкие металлы	—
Умереннокислых повышенной щелочности гранитоидов (амананский, кыринский, кударинский, бичурский, шахтаминский, а также амуджиканский и нерчинско-заводской в регрессивный этап)	Гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры, лампрофиры.	Кислотная (щелочная)	Оксеталиты: серицитизированные, гидрослюдизированные, адуляризированные породы	Молибден, свинец, цинк	141
	Гранит-порфиры, плагиопорфиры, гибридные порфиры, энстатитовые порфириты	Кислотная (щелочная)	Оксеталиты: турмалинизированные, альбитизированные, серицитизированные породы	Золото, мышьяк, молибден	140
Субщелочных и щелочных гранитоидов (нерчуганский, куналейский, гуджирский, ботовский, „послениженемеловой“)	Липариты, кварцевые порфиры, сиенит-порфиры, грорудиты, сельвсбергиты, базальтовые порфиры	Кислотная (щелочная)	Аргиллизиты: окремненные, каолинизированные, гидрослюдизированные, монтмориллонитизированные, хлоритизированные, цеолитизированные породы	Флюорит, золото, серебро, сурьма, ртуть, мышьяк, редко вольфрам	124

В районе месторождения Аманан-Макит распространена лишь первая серия пород. В Усть-Карском районе и в районе месторождения Дарасун распространены в основном жильные породы серии гибридных порфиров и плагиопорфиров. В районе Шахтамы-Нерчинского завода преобладают гранит-порфиры и кварцевые порфиры, гранодиорит-порфиры, спессартиты и керсантиты.

В тесной связи с породами указанных комплексов находится редкометальное оруденение кварцево-жильного, штокверкового, иногда жерлового типа [Котляр, 1955]. В формировании оруденения большое участие принимают метасоматические процессы, приводящие к возникновению отчетливо зональных тел окселитов. Причем, если в окселитах кварцево-молибденитовых жил преобладает серицитовая фация, а возле кварц-карбонатно-сульфидных жил — гидрослюдистая, то в окселитах молибденоносных штокверков на первый план выступают калишпатизация и флогопитизация.

В заключительные, пострудные стадии гидротермального процесса на молибденовых месторождениях проявляется либо гидрокарбонатная каолинизация, либо цеолитизация.

Золотые и золото-сульфидные месторождения, несколько более позднего возраста по сравнению с молибденовыми, пространственно и хронологически тяготеют к малым интрузиям серии гибридных порфиров-плагиопорфиров (Ключи, Дарасун).

Для околорудных пород кварцево-сульфидных с золотом жил и штокверковых метасоматических залежей характерны окселиты, в которых широким распространением пользуются альбитовая и турмалиновая фации.

Таким образом, рассмотренные особенности магматизма и постмагматической деятельности амуджикано-сретенского и нерчинско-заводского комплексов свидетельствуют о принадлежности их к регрессивному этапу развития родоначального очага.

Дополнительными доводами в пользу генетического родства их с вышерассмотренными комплексами (амананский и др.) являются признаки петрохимического и геохимического родства [Казицын и др., 1967]. Общей особенностью постмагматических процессов регрессивного этапа является повсеместное проявление кислотной стадии и весьма нечеткое — поздней щелочной.

Магматические комплексы второй группы (кукульбейский, харалгинский, цаганолуевский) включают в себя как породы главных интрузивных фаз (гранодиориты, граниты, аляскиты, аплиты), так и породы послегранитовых даек и малых интрузий (сиенит-порфиры, гранит-порфиры). Послемагматические процессы прогрессивного этапа здесь характеризуются щелочным метасоматизмом, в ходе которого формируются апограниты, детально изученные А. А. Беусом и др. [1962], в то время как кислотная стадия менее проявлена.

В регрессивный этап, напротив, преимущественно распространены продукты метасоматизма кислотной стадии — околожильные грейзены (кварцевые, мусковитовые, топазовые, флюоритовые и т. д.), детально изученные И. Ф. Григорьевым, Е. И. Доломановой [1956], В. Ф. Барабановым [1961].

Третья группа комплексов (нерчуганский, куналейский, гуджирский, ботовский, посленижнемеловой) требует детального рассмотрения, так как с ними связаны чрезвычайно разнообразные метасоматические и рудные образования, еще недостаточно освещенные в литературе [Казицын, Александров, 1959; Казицын, 1963]. Породы главных интрузивных фаз этих комплексов и жильные породы (дайки первого этапа) образуют достаточно крупные (до 200 $км^2$) массивы, формирование которых происходило в направлении снижения их щелочности.

Возможны различные объяснения этой направленности. Наиболее приемлема гипотеза диффузионной дифференциации, когда при разогреве очага периферические его части обогащаются все более кислыми продуктами. Особенно характерны для рассматриваемых пород автометасоматические процессы. Они подчас охватывают (нерчуганский комплекс) обширные площади в эндо- и экзоконтактах интрузивных тел и приводят к образованию ортоклазовых метасоматитов. Ортоклазовые метасоматиты связаны с нерчуганскими гранитами и с вмещающими породами постепенными переходами. Рудные проявления в связи с ортоклазовыми метасоматитами не установлены, напротив, в ходе их формирования происходит вынос редких элементов. В заключительные стадии их формирования возрастает потенциал натрия, появляются обильные пертиты замещения, а иногда и арфведсонит. Образование субщелочных гранитов и сопровождающих их автометасоматитов связано с первым (прогрессивным) этапом развития магматического очага.

Со вторым (регрессивным) этапом связано образование экструзивно-эффузивных фаз, что особенно наглядно выявляется для нерчуганского комплекса [Тихомиров и др., 1964]. Эти породы (липариты, кварцевые порфиры, сиенит-порфиры, грорудиты, селвсбергиты, базальтовые порфиры) слагают отдельные штоки и дайки, а иногда и локальные покровы. В тесной пространственной связи с ними находятся обширные поля и сложно построенные тела аргиллизации галоидного, сульфатного и гидрокарбонатного типов. С аргиллизитами галоидного типа связана флюоритовая и флюоритово-редкометальная минерализация, локализующаяся в халцедоно-кварцевых жилах и осевых зонах переработанных (окремненных) пород.

С аргиллизитами сульфатного типа связана золото-серебряная минерализация (Балей и др.), а с аргиллизитами гидрокарбонатного типа — мышьяково-сурьмяно-ртутная.

Явления щелочного метасоматизма в связи с эффузивно-экструзивными фазами субщелочных гранитоидных комплексов либо не характерны совсем, либо проявлены очень редко. Лишь в одном случае (Нерчуганская депрессия) однозначно установлены признаки поздней цеолитизации.

Таким образом, вся сумма данных, относящихся к комплексам субщелочных гранитоидов, свидетельствует о том, что крупные массивы и автометасоматические преобразования (ортоклазовые метасоматиты) связаны с прогрессивным, а породы эффузивных, субвулканических и жильных фаз, а также сопровождающие их метасоматические аргиллизиты с регрессивным этапом развития родоначального (протолитического) очага.

Соотношение метасоматических процессов и оруденения

Метасоматическое замещение составляет неотъемлемую часть всех процессов петро- и рудогенеза. В той или иной форме оно сопровождает явления метаморфизма, гранитизации, магматизма, составляет существо постмагматических преобразований и достаточно обычно для процессов гипергенеза. Однако в зависимости от того, в прогрессивных или регрессивных условиях происходит метасоматическое замещение, будет преобладать концентрация одних элементов и рассеяние других. Именно с точки зрения концентрации и рассеяния рудного вещества рассмотрим метасоматические процессы различных стадий петрогенного цикла: домагматической (гранитизация), раннемагматической (реоморфизм), магматической (магматическое замещение, автометасоматизм), позднемагматической (контактовый метасоматизм и метасоматизм ослабленных зон), постмагматической (околотрещинный метасоматизм).

Гранитизация и оруденение

Согласно существующим представлениям [Судовиков, 1964], в зоне ультраметаморфизма в связи с развитием региональной гранитизации особенно характерен вынос железа, магния и кальция. Это относится и к большинству рудных элементов, о чем свидетельствует отсутствие их концентраций в зонах широкого распространения метасоматических гранитов. Вытеснение рудных элементов в ходе гранитизации в верхние структурные ярусы представляется достаточно убедительным. Однако нет никаких доводов в пользу возможности

концентрации этих элементов до или в процессе реоморфизма и зарождения магматического очага.

Смена метасоматической гранитизации стадией реоморфизма приводит к избирательному расплавлению тех участков, состав которых наиболее приблизился к эвтектическому. Метасоматического замещения здесь не происходит, поскольку магма „съедает" отдельные участки породы.

В магматическую стадию процесс такого „съедания" продолжается в нарастающем темпе. При этом замещаются уже не только участки эвтектического состава, но фронт магмообразования надвигается на вмещающие породы, обгоняя гранитизацию и вовлекая иногда в процесс оттесненные фемические и рудные компоненты. Магматическое замещение, по общему признанию [Коржинский, 1955; Елисеев, 1963; Жариков, Омельяненко, 1965], происходит в прогрессивных условиях и приводит к потере сплошности пород, поэтому оно не относится в строгом смысле к метасоматическим процессам.

Среди рассмотренных групп комплексов Забайкалья магматическое замещение наиболее распространено в связи с ультракислыми и кислыми гранитоидами (Цаганолуевский), где в контактовых зонах наблюдаются явления мигматизации и инъецирования, сменяемые по удалению от массивов гранитизацией [Тихомиров и др., 1964]. В целом поведение рудных элементов при магматическом замещении характеризуется рассеянием.

Автометасоматизм и оруденение

В ходе автометасоматизма возникают либо метасоматические сиениты (Амананский комплекс), либо апограниты (Кукульбейский комплекс), либо ортоклазовые метасоматиты (Нерчуганский комплекс). Ни те ни другие в массе своей не несут оруденения, хотя в отдельных зонах среди автометасоматитов наблюдаются скопления рудных элементов. Формирование таких зон происходит, по-видимому, уже в условиях общего снижения геоизотерм и начала постмагматической деятельности регрессивного этапа. Такие минерализованные зоны наиболее характерны для апикальных частей ультракислых гранитоидов (апограниты), реже обнаруживаются в массивах умереннокислых гранитоидов и отсутствуют в массивах субщелочных гранитоидов.

Таким образом, в процессе автометасоматизма, по-видимому, происходит некоторая мобилизация рудного вещества, но отложение его представляется достаточно редким случаем.

Автометасоматизм происходит в условиях смены прогрессивного режима регрессивным. Этот период, отвечающий важнейшему периоду развития петрогенного процесса, не мог быть моментальным. Он охватывает значительный про-

межуток времени, когда приток энергии за счет привноса или освобождения при экзотермических реакциях уравновешивает отдачу ее боковым породам. В этот период на фоне такого равновесия возможны отклонения в ту или другую сторону, вследствие чего содержание рудных элементов в них широко варьирует, а синхронное оруденение либо отсутствует, либо представлено убогой вкрапленностью и в исключительных случаях имеет промышленные масштабы.

Контактовый метасоматизм и оруденение

Контактово-метасоматическое воздействие мезозойских интрузий Забайкалья на вмещающие породы в той или иной степени свойственно всем группам комплексов, однако в большинстве случаев преобладает „сухое ороговикование". Характерной чертой этого процесса является флогопитизация, распространенная практически повсеместно, андалузитизация, окварцевание и пиритизация, свойственные массивам умеренно-кислых, а иногда и ультракислых гранитоидов. С последними связана, кроме того, контактовая грейзенизация. В контактовых грейзенах ультракислых гранитоидов наблюдается редкометальная минерализация.

Контактовый метасоматизм характеризуется преобладанием кислотного выщелачивания, образованием отчетливой зональности и незначительной концентрацией рудного вещества. Он сменяет по времени автометасоматизм и, будучи с ним тесно связан, иногда вписывается в единую схему метасоматической зональности. Распределение редких элементов в зонах контактового метасоматизма (см. тип Аманана) характеризуется отчетливой тенденцией обогащения рудными элементами особенно внутренних зон, где происходит нередко стократная концентрация Mo и W, а иногда наблюдаются и кварц-молибденитовые жилки.

Контактовый метасоматизм происходит в начальный период регрессивного этапа и синхронен с позднемагматической стадией развития очага, хотя генетически он связан с интрузивными телами главных фаз прогрессивного этапа. Об этом свидетельствуют его более позднее положение по отношению к автометасоматизму, большая локальность проявления, преимущественно „кислотные" ассоциации минералов внутренних зон, наличие рудной минерализации, пересечение иногда его продуктов дайками основного состава.

Метасоматизм постмагматической стадии и оруденение

Массовое отделение, или „высачивание", гидротермальных растворов происходит после полного прекращения магматической деятельности или синхронно с внедрением наиболее

поздних отщеплений, в период нисходящего развития или „отмирания" магматического очага. В этот период происходит интенсивное метасоматическое преобразование пород в пределах тектонически ослабленных участков, в литологически благоприятных толщах и, главным образом, вдоль трещин. Именно с метасоматическими процессами рассматриваемой стадии связано в основном гидротермальное оруденение.

Казалось бы, вопрос о непосредственной связи оруденения и метасоматизма постмагматической стадии решается однозначно, так как именно околорудные преобразования составляют его сущность. Однако до сих пор остается не вполне ясной проблема источников рудного вещества, а также его эндогенного рассеяния и концентрации.

Главными типами метасоматизма постмагматической стадии являются гидротермальные изменения боковых пород в связи с формированием жил выполнения и жил замещения.

Жилы выполнения всегда характеризуются резкими границами с вмещающей породой, значительной протяженностью и симметричной зональностью изменений около них. Выполняющим их материалом является вещество, переотложенное из боковых пород или привнесенное ювенильными растворами с глубины. В чистом виде эти два крайних случая, по-видимому, проявляются достаточно редко. Практика изучения жильных месторождений Забайкалья и данные по другим районам показывают, что возможны следующие соотношения.

1. Все компоненты жил заимствованы из вмещающих пород. Примером этого случая являются безрудные мономинеральные халцедоно-кварцевые жилы, распространенные в пострудные стадии гидротермального процесса на молибденовых (Давенда, Аманан), золото-серебряных (Балей) и сурьмяно-мышьяково-ртутных месторождениях, а также в хрусталеносных кварцевых жилах.

2. Из вмещающих пород заимствованы компоненты жильных минералов, а рудное вещество имеет ювенильную природу*. Таковыми являются большинство рудных жил редкометальных месторождений Забайкалья: кварцево-молибденитовые, кварцево-сульфидные с золотом и др.

3. Из вмещающих пород заимствована, помимо компонентов жильных минералов, также часть рудного вещества. К этой группе, по-видимому, относятся халцедоно-кварцевые с флюо-

* В данном случае под ювенильным происхождением вещества понимается привнос его из-за пределов рассматриваемой системы. Допускается, что оно могло быть выщелочено из боковых пород по пути следования растворов на глубинах, не доступных наблюдению.

ритом жилы, а также халцедоно-кварцевые жилы с мельниковит-пиритом.

Жилы замещения и метасоматические залежи отличаются резко варьирующей мощностью и невыдержанностью по простиранию, симметричная зональность изменений около них не является обязательной, в особенности в случае мощных метасоматических залежей. Жилы замещения обычно в том или ином количестве содержат реликты первичной породы (чаще всего первичный кварц). В их состав наряду с привнесенными компонентами всегда входят сохранившие инертность компоненты первичных пород. Рудное вещество имеет обычно ювенильное происхождение, в то время как железо заимствуется от окружающих пород. Примером такого замещения являются молибденоносные ортоклаз-флогопитовые рудные тела II участка Аманана, кварц-турмалиновые штокверковые зоны и некоторые жилы Рудоключей, зоны «вкрапленников» Дарасуна, некоторые халцедоно-кварцевые линзы.

Во всех рассмотренных типах жил оруденение концентрируется внутри них. В метасоматических залежах оно также концентрируется обычно в центральной зоне, но нередко с меньшей интенсивностью прослеживается и в промежуточных зонах. Рудоотложение происходит в средние стадии гидротермального процесса и, как правило, сопряжено со сменой режима кислотности [Жариков, Омельяненко, 1965, и др.]. Обычно удается выделить продуктивную ассоциацию, отвечающую одной из стадий гидротермального процесса. Для молибденовых месторождений таковыми являются кварцево-полевошпатовая и кварцево-серицитовая стадии, для золотых — кварцево-турмалиновая и кварцево-сульфидная; для золото-серебряных — кварцево-адуляровая и т. д.

Вместе с тем рассмотрение метасоматических колонок всех типов околорудных пород редкометальных месторождений Забайкалья показывает, что эти стадии связаны со скачкообразными изменениями состава растворов в ходе их эволюции при взаимодействии с вмещающими породами и в условиях регрессивного хода процессов. Как было показано на примерах вертикальной зональности метасоматических колонок, даже такие процессы, как серицитизация и калишпатизация, аргиллизация и адуляризация, закономерно сменяют друг друга в различных сечениях тел околорудных пород.

Поэтому в большинстве случаев не представляется возможным выделять среди околожильных пород «дорудные» и «пострудные» изменения. Об этом свидетельствует как строго закономерное строение метасоматических колонок, так и отсутствие наложений разновременных изменений. Лишь в отдельных случаях, где в одних и тех же структурах или жилах проявилось разнотипное оруденение, наблюдается наложение одно-

го, двух или даже трех процессов, с каждым из которых связана своя минерализация.

Так, на Давенде золотое оруденение наложено на молибденовое, вследствие чего на калишпатизацию и серицитизацию накладывается иногда альбитизация и турмалинизация. На Рудоключах отмечены случаи наложения на золотое оруденение ртутной минерализации и соответственно осложнение первичной колонки альбитизации поздней аргиллизацией. Для Шахтамы характерно наложение на молибденовое оруденение полиметаллического с совмещением колонок калишпатизации — серицитизации и гидрослюдизации — сванбергитизации. Следовательно, дорудные изменения — это в подавляющем большинстве случаев либо заведомо ранние автометасоматические и контактовые преобразования, либо околорудные изменения предшествующего по времени оруденения. Обычно они распознаются сравнительно просто и лишь на тех месторождениях, где раннее оруденение имеет резко подчиненный характер; изменения, с ним связанные, расшифровываются с трудом.

Еще проще распознаются гидротермальные изменения поздних безрудных стадий, представленные на молибденовых и золотых месторождениях гидрокарбонатной аргиллизацией с халцедоно-карбонатными жилками и линзочками в центральной зоне.

Рудоотложение, сопряженное обычно со сменой реакции растворов, происходит обычно не в той из зон, где минеральный парагенезис отвечает нейтральным или близким к ним условиям и достигает большей интенсивности, и не в тех частях жил, где в боковых породах преимущественно распространена эта зона, а внутри самой жилы, в участках наиболее полного развития метасоматической колонки. Поэтому важным показанием интенсивности оруденения является достижение относительного равновесия во всех зонах колонки, проявляющегося в полноте ее развития.

Околорудные породы и эндогенное рассеяние вещества

Проблема эндогенного рассеяния вещества непосредственно связана с изучением закономерностей околорудного метасоматизма, хотя рассматривается она нередко и в отрыве от нее. Главное внимание при этом уделяется выяснению источников рудного вещества: мобилизация его из вмещающих толщ или эндогенный привнос.

Изучение геохимических профилей по околорудным породам отдельных разрезов [Янишевский и др., 1963] свидетельствует о наличии эндогенного рассеяния. Но эти данные не дают решения проблемы в широком плане, так как остается открытым вопрос о возможности выноса рудных элементов из боко-

вых пород на пути следования гидротермальных растворов, за пределами доступных для наблюдения глубин. На возможность этого указывают изотопные исследования, в частности, серы [Тугаринов, 1963] и свинца, что дает основание говорить о «первично-осадочной» природе ряда элементов гидротермальных месторождений.

Результаты геохимического изучения околорудных пород редкометальных месторождений Забайкалья показывают, что характер распределения в них рудных элементов не подчиняется простым закономерностям выноса или рассеяния (v-образный или Λ-образный тип кривых). Наблюдается обеднение ими одних зон и обогащение других, причем на разных глубинах и в колонках различных типов эти соотношения различны. Так, на собственно молибденовых месторождениях (тип Аманана — Сырыгичей) в околожильном пространстве наблюдается эндогенное рассеяние Mo, Cu, Pb, содержание которых от неизмененных пород к внутренней зоне возрастает соответственно в сотни, десятки и несколько раз. На фоне этого увеличения содержание молибдена особенно возрастает в зоне адуляризации, свинца — в зоне гидрослюдизации, а меди — в зоне серицитизации. Характер поведения примесей сохраняется сходным и в разрезах больших глубин, где зона окварцевания и монтмориллонитизации является внутренней и примыкает к жиле.

В колонках других типов есть общие черты, но есть и существенные отличия. Содержание молибдена возрастает к жиле в колонках всех типов за исключением золото-сульфидных (Дарасун), золото-серебряных (Балей) и флюоритовых (Солоначное), где он перемещается по зонам.

Свинец распределен неравномерно: в месторождениях с богатой свинцовой минерализацией наблюдается постепенное увеличение к внутренним зонам на золото-турмалиновых и редкометально-флюоритовых — снижение к внутренним, а на молибденовых — возрастание в промежуточных или внутренних зонах. Медь концентрируется во внутренних зонах молибденовых, золото-серебряных и редкометально-флюоритовых месторождений или выносится в промежуточных зонах: золото-турмалиновых и молибдено-полиметаллических месторождений.

Барий и стронций устойчивы во всех колонках, кроме сванбергитизации и аргиллизации, где барий выносится из внутренних зон, а стронций аккумулируется во внутренних и выносится из промежуточных.

Таким образом, для различных элементов наблюдается разный характер распределения в колонках измененных пород, но для элементов, содержащихся в существенных количествах в рудах, преобладает эндогенное рассеяние и избирательное обогащение промежуточных зон. Переотложение рудных элементов из боковых пород в жилы для изученных типов месторождений

не играло существенной роли, и, следовательно, источник рудного вещества находится за пределами доступных для наблюдения объемов вмещающих пород.

Второстепенные рудные элементы каждого из типов месторождений перераспределяются в пределах ореола измененных пород, изменяя содержания в десятки раз, в зависимости от соотношения их кислотно-основных свойств.

Установление тесной возрастной и генетической взаимосвязи рудоотложения и тех или иных фаций околорудных пород открывает возможности для абсолютной геохронологии применительно к месторождениям полезных ископаемых. Пригодные для этих целей минералы имеются в большинстве метасоматических колонок околорудных пород редкометальных кварцево-жильных месторождений. Таковыми могут явиться: флогопит, серицит, гидрослюда, адуляр, монтмориллонит и др. Наличие на многих месторождениях дорудных и пострудных изменений позволяет, применяя абсолютную геохронологию метасоматических пород, уточнить возможные возрастные границы оруденения. Однако абсолютный возраст оруденения по метасоматическим минералам околожильных пород может оказаться завышенным вследствие возможного наличия реликтовых минералов первичных пород и неполного удаления первичного аргона при замещении.

Для главнейших типов редкометального оруденения нами были подобраны образцы метасоматической гидрослюды и серицита, по которым Г. А. Муриной в лаборатории ВСЕГЕИ были выполнены определения абсолютного возраста K — Ar методом. Результаты этих определений свидетельствуют о перспективности использования околорудных метасоматитов для целей геохронологии (см. табл. 57).

Некоторые вопросы зональности постмагматических продуктов

Закономерное распределение в пространстве минеральных фаций измененных пород, т. е. их зональность, является главной особенностью метасоматитов. Она проявляется весьма разнообразно: в виде зональности отдельных околожильных пород и зональности штокверков, трехмерной зональности обобщенной колонки, зональности в масштабе формаций и, наконец, зональности в аспекте цикличности магматического процесса.

При рассмотрении зональности с позиций циклического характера магматического и постмагматического процессов возникает вопрос, будет ли адекватной зональность метасоматических продуктов прогрессивной и регрессивной стадий процесса. В условиях постепенного снижения геоизотерм и прогрессиру-

ющей потери системой энергии в ней будут происходить преимущественно экзотермические реакции. Последовательно устойчивые минеральные ассоциации будут характеризоваться все более низкими значениями внутренней энергии (в термодинамическом ее понимании). Главной особенностью зональности будет последовательное замещение менее энергоемких ассоциаций более энергоемкими.

Иные процессы будут происходить при метасоматизме в прогрессивных условиях: преобладание эндотермических реакций, последовательное развитие ассоциаций, отличающихся низкими значениями внутренней энергии. Следовательно, характер зональности в условиях разной направленности процесса должен быть прямо противоположным. Действительно, при гранитизации, например, указывается на возможность «фронта базификации». Фемические и рудные компоненты при этом мигрируют не в сторону подводящего канала, а в направлении неизмененных пород, на границе с которыми концентрируются.

При автометасоматизме подобные явления наблюдаются реже, но, несомненно, имеют место. В частности, при образовании ортоклазовых метасоматитов, сопровождающих нерчуганские граниты [Казицын, 1963], во внешней зоне изменения наблюдается интенсивная биотитизация. Напротив, при околорудной калишпатизации кварц-молибденитовых жил (регрессивные условия) биотитизация отсутствует или резко уступает карбонатизации и хлоритизации (Аманан, Давенда, Шахтама).

С прогрессивно-регрессивной направленностью метасоматического процесса, как указано выше, непосредственно связана щелочно-кислотная эволюция растворов, определяющая формационную принадлежность метасоматитов. Вследствие этого именно «по стадиям гидротермального процесса» группируются «метасоматические формации» при их классификации [Жариков и др., 1965].

Таким образом, наиболее общие черты зональности измененных пород определяются направленностью метасоматического процесса. Рассмотренные два случая являются, естественно, предельными, а в конкретных условиях возможны те или иные отклонения, связанные с влиянием структурных факторов. Так, при метасоматических преобразованиях регрессивной стадии энергетический эффект экзотермических реакций может превысить потерю энергии системой и в какой-то период она станет развиваться по принципу самовозбуждающихся процессов, обусловливая наличие прогрессивных условий [Казицын, Рудник, 1968].

Глубина формирования и зональность. Важным моментом, определяющим зональность постмагматических продуктов в масштабе формаций, является, несомненно, глубинность их формирования. По мнению Н. И. Наковника [1963], именно «схема

глубинности формаций, их взаимосвязи и отношения к эдуктам» являются основой их классификации. В той или иной форме глубинность учитывается во всех современных схемах классификации метасоматических продуктов [Коржинский, 1960; Жариков и др., 1965; Казицын, 1966]. При этом указывается на формирование вторичных кварцитов и опалитов в наиболее приповерхностных условиях, по сравнению с аргиллизированными, грейзенизированными и пропилитизированными породами.

Данные по околорудным породам редкометальных месторождений Забайкалья свидетельствуют о значительном влиянии на формационную принадлежность метасоматитов глубинности залегания материнских пород. Так, в связи с субвулканическими проявлениями субщелочных гранитоидов (нерчуганский тип) находится аргиллизация. Причем типично сольфатарной аргиллизации с серной, алунитовой и опалитовой фациями нигде не наблюдается.

В разрезах больших глубин в составе аргиллизированных пород заметно возрастает роль серицитизации и калишпатизации. В связи с гипабиссальными интрузиями (аманано-амуджиканский тип) находятся контактовые кварц-андалузитовые метасоматические роговики, представляющие собой одну из глубинных фаций вторичных кварцитов. Другие их фации либо не проявились, либо эродированы.

Более глубинные условия формирования свойственны кварц-карбонатно-сульфидным жилам с гидрослюдизацией и сванбергетизацией около них, а также кварц-молибденитовым жилам с серицитизацией и калишпатизацией в боковых породах. С другой стороны, с группой комплексов переходных от гипабиссальных к абиссальным (кукульбейского типа) связаны широко проявленные процессы грейзенизации, калишпатизации и альбитизации.

Эти данные указывают на несомненное наличие своеобразной зональности в масштабе формаций, определяемой фактором глубинности, что необходимо учитывать при анализе трехмерной зональности метасоматической колонки каждого из формационных типов.

Структурные факторы и зональность. Определяющими моментами зональности околорудных метасоматитов является формационная принадлежность их, зависящая от генетического положения и суммы указанных выше факторов. Вместе с тем строение колонки и ее «метрика» (соотношение мощностей зон) контролируются, в первую очередь, структурными факторами: нахождением измененных пород около жил, трещин или метасоматических и штокверковых залежей.

Наиболее простая и четкая зональность боковых пород наблюдается около отдельных трещин или жил. В тех случаях, когда такая жила не осложнена апофизами и сопряженными про-

жилками, удается не только установить характер колонки и метрические соотношения мощностей зон, но и проследить эволюцию колонки по падению и простиранию жил. Наиболее полная колонка обычно наблюдается в центральных частях жил, где степень изменения максимальна во внутренней зоне и постепенно ступенчато убывает к неизмененным породам, определяя зональное распространение устойчивых минеральных ассоциаций.

Все разнообразие околорудных пород редкометальных месторождений Забайкалья укладывается в несколько типов метасоматических колонок (табл. 58). Колонки различных типов отличаются числом зон, их составом и строением. Число зон минимально для наиболее высокотемпературных типов измененных пород и увеличивается для колонок, связанных с низкотемпературным оруденением.

Метасоматические зоны колонок могут быть с некоторой условностью подразделены, независимо от числа их в частных случаях, на внутренние, промежуточные и внешние.

Внутренняя зона либо непосредственно примыкает к жиле, либо в случае околотрещинного изменения, при отсутствии жилы, сама является рудным телом (Аманан, Дарасун). Видовое название колонки дается по преобладающему замещению во внутренней зоне. Для изученных месторождений установлены колонки: калишпатизации — флогопитизации, адуляризации — серицитизации, серицитизации, турмалинизации, турмалинизации—альбитизации, сванбергитизации, адуляризации—каолинизации, окремнения — каолинизации. Мощность внутренней зоны обычно соизмерима с мощностью жилы.

Промежуточная зона характеризуется сложностью строения, нередко наличием сходных подзон в колонках различного типа и значительно большей мощностью по сравнению с внутренней зоной.

Внешняя зона изменения даже для разнотипных колонок отличается значительным сходством состава, особенно в однотипных породах, часто независимо от состава внутренней зоны. В большинстве случаев в ней установлена хлоритизация, карбонатизация и биотитизация. Ее мощность в 3—5 раз превышает мощность жилы и внутренней зоны.

Эта закономерность — увеличение мощности зон от внутренних к внешней — является общим свойством всех околожильных колонок. Как показали экспериментальные исследования [Казицын и др., 1967], она имеет строгое обоснование, будучи однозначно связана с кислотностью растворов, зернистостью пород и температурными условиями процесса. Обычное соотношение мощностей на экспериментальной модели аргиллизации 1 : 2 ÷ ÷ 3 : 3 — 5.

На выклинивании жил соотношение мощностей изменяется в пользу промежуточной и внешней зон, нередко полностью вы-

тесняющих внутреннюю. Строение метасоматической колонки существенно осложняется в случае метасоматических залежей и штокверковых систем. Подобные образования наблюдаются практически во всех типах редкометальных месторождений, но наиболее характерны для Аманана, Жирекена, Дарасуна, Ключей, Балея. Соотношение мощности зон в этом случае меняется: внутренняя зона имеет часто максимальную мощность, промежуточная — минимальную. Это и естественно, так как при наличии системы сопряженных трещин в промежутках между ними порода претерпевает полное изменение, а в удалении от трещинной системы мощность зон определяется краевыми трещинами. Условие развития метасоматической или штокверковой залежи с полной переработкой породы внутри ее определяется соотношением $M \geqslant d$, где M — средняя мощность внутренней зоны каждой из отдельных жилок штокверка, а d — максимальное расстояние между соседними жилами.

В природных условиях совершенно изолированные жилы или, наоборот, метасоматические залежи и штокверки с равномерным распределением элементарных прожилков встречаются редко, более часты переходные типы, поэтому до сих пор метрические закономерности зональности околорудных пород оставались практически не изученными.

Трехмерная зональность метасоматической колонки как определяющий фактор оруденения

Общепринятая схема изображения метасоматической зональности в виде колонки отражает лишь смену устойчивых минеральных ассоциаций в направлении, перпендикулярном к плоскости жилы и, как правило, в центральной ее части, т. е. в месте наиболее полного развития зональности. Такая общая схема зональности, достаточная для суждения о генетическом типе оруденения, не позволяет еще оценивать глубину эрозионного среза или степень приближения к выклиниванию. А именно эти вопросы и представляют главный интерес при прогнозировании оруденения на глубину и выявлении скрытого оруденения. Для решения их необходимо, помимо этой нормальной зональности, знать закономерность изменения колонки по простиранию жилы, т. е. «горизонтальную» зональность, а также по падению жил, т. е. «вертикальную» зональность.

Выяснение закономерностей эволюции колонки в трех направлениях, т. е. трехмерной зональности, связано с необходимостью изучения множества строго привязанных разрезов, охватывающих весь объем околорудных пород. Исследования подобного рода немногочисленны как в отечественной, так и в зарубежной литературе. Среди работ общего характера необ-

Таблица 58

Типы метасоматических колонок околорудных пород Восточного Забайкалья.

Относительная мощность зон	Типы рудной минерализации и строение колонок			
	Аманан—II	Аманан—I—II	Шахтама — I	Дарасун — I
Центральная зона или жила 0—1	—	Модибденит-кварцевая	Молибденит-кварцевая	Золото-сульфидно-кварцевая
Внутренняя зона, 1—1,5	Калишпатизация, флогопитизация	Адуляризация, серицитизация	Окварцевание, серицитизация, калишпатизация	Серицитизация
Промежуточная зона, 2—3	Флогопитизация, гидрослюдизация	Монтмориллонитизация	Биотитизация, калишпатизация	Гидрослюдизация
Внешняя зона, 3—5	Биотитизация, эпидотизация	Биотитизация, карбонатизация	Биотитизация, карбонатизация	Карбонатизация, хлоритизация
Неизмененная порода, → ∞	Гранит	Гранит	Гранит	Гранит, гранодиорит

Продолжение табл. 58

Относительная мощность зон	Типы рудной минерализации и строение колонок				
	Дарасун — II	Рудоключи	Шахтама—II	Балей	Солонечное
Центральная зона или жила, 0 — 1	—	Золото-турмалино-кварцевая	Сульфидно-карбонатно-кварцевая	Золото-халцедон-кварцевая	Флюорит-халцедон-кварцевая
Внутренняя зона, 1 — 1,5	Турмалинизация, окварцевание	Турмалинизация, окварцевание, альбитизация	Серицитизация, сванбергитизация	Адуляризация, окремнение, каолинизация	Окремнение, каолинизация
Промежуточная зона, 2 — 3	Гидрослюдизация, монтмориллонитизация	Ортоклазизация, серицитизация	Гидрослюдизация, хлоритизация, монтмориллонитизация	Гидрослюдизация	Гидрослюдизация
Внешняя зона, 3 — 5	Хлоритизация, карбонатизация, флогопитизация, актинолитизация	Хлоритизация, карбонатизация	Биотитизация, карбонатизация	Хлоритизация, карбонатизация	Хлоритизация, карбонатизация
Неизмененная порода, → ∞	Диорит	Гранит	Гранит	Гранодиорит, песчаник	Гранит

ходимо, в первую очередь, отметить работы Д. С. Коржинского [1960] и Н. И. Наковника [1963]. Обстоятельно обсуждается вопрос о вертикальной зональности и в монографии Г. М. Власова и М. М. Василевского [1964]. Однако в ней вертикальная схема зональности реконструируется из фрагментов и носит подчас гипотетический характер. Обсуждение вертикальной зональности исследователями поствулканических и других процессов, например С. И. Набоко [1963], подчинено специфическим задачам.

На примере некоторых типовых примеров околорудных пород редкометальных месторождений Забайкалья с использованием, как правило, многих подсечений жил на различной глубине и в разном удалении от выклинивания можно наметить общую закономерность трехмерной эволюции зональности (см. табл. 12). Полученные результаты позволяют наметить ряд закономерностей, свойственных вертикальной и горизонтальной эволюции колонки, и определить их роль в решении практических задач.

Нормальная колонка и оруденение. Нормальная метасоматическая колонка околорудных пород может быть сравнительно просто выведена даже по одному «центральному» подсечению рудной жилы и вмещающих ее пород. Рассмотрение главных типов нормальных колонок редкометальных месторождений Забайкалья (см. табл. 58) показывает, что они вполне специфичны для каждого генетического типа оруденения (кварц-молибденитовый, золоторудный, полиметаллический и т. д.).

Полнота проявления нормальной колонки является первым и наиболее существенным признаком центральных частей жил, к которым чаще приурочено богатое оруденение (например, Аманан). Соотношение мощностей зон в нормальной колонке также служит важным рудоконтролирующим фактором, так как по мощности внешних и промежуточных зон, зная тип колонки, можно судить о мощности внутренних зон, а в большинстве случаев и о мощности жил.

Однако минеральный состав оруденения не всегда коррелируется с типом нормальной колонки. Так, если гидрослюдизация — сванбергитизация является однозначным указателем наличия кварц-карбонатно-сульфидных жил, то аргиллизация, указывая на генетический тип процесса, несет ряд специфических отличий в зависимости от различий в составе аргиллизирующих растворов и в составе оруденения. Нормальная колонка позволяет судить также о составе метасоматических растворов и в какой-то степени о термодинамических параметрах процесса. Так, например, нормальная колонка аргиллизации галоидного типа возникает в условиях $t^0 = 200 — 300°C$ при начальном значении $pH = 2 — 3$.

Нормальная метасоматическая колонка претерпевает эволюцию на выклинивании по простиранию, а также по падению и восстанию жил, что и определяет необходимость выделять горизонтальную и вертикальную зональности колонки или «горизонтальную» и «вертикальную» колонки. Имеющиеся данные свидетельствуют о закономерности развития горизонтальной и вертикальной зональности нормальной колонки, общих для колонок всех типов.

Горизонтальная зональность нормальной колонки состоит в постепенном «угнетении» и вытеснении минеральных ассоциаций внутренних зон ассоциациями внешних. При этом в непосредственном контакте с жилой находятся сначала минеральные фации смешанного типа, характеризующиеся обилием реликтов первичных минералов и «неустойчивых» ассоциаций, а затем и фации, свойственные внешним зонам нормальной колонки. Общая схема зональности сохраняется, новых зон с особыми минеральными ассоциациями обычно не возникает, происходит как бы последовательное выпадение внутренних зон нормальной колонки.

Соотношение мощностей зон меняется в пользу увеличения мощности внешних. При прочих равных условиях преобладают явления более низкотемпературного и более щелочного метасоматизма. В целом процесс метасоматического преобразования отличается «вялостью». Горизонтальная зональность характеризуется идентичностью на обоих флангах.

Так, например, для колонки кварц-молибденитовых жил (тип Аманана), по мере перехода от разрезов околорудных пород центральных частей жил к флангам, наблюдается сначала выпадение внутренней зоны (адуляризации) и смена крупночешуйчатой гидрослюды (серицита) мелкочешуйчатой разностью (иллитом), затем выпадение зоны серицитизации, а на контакте с жилой располагается зона флогопитизации и ортоклазизации — внешняя зона нормальной колонки.

Вертикальная зональность нормальной колонки обладает различным характером по падению и восстанию жилы; симметричности, наблюдающейся при горизонтальной зональности, здесь, естественно, не может быть. Кроме того, вертикальная колонка отличается не столько «выпадением» внутренних зон, сколько качественным их изменением и появлением новых устойчивых минеральных ассоциаций. При этом по восстанию жил наблюдается появление во внутренней зоне более «кислотных» ассоциаций. В то же время по падению жил происходит исчезновение ассоциаций, свойственных внутренней зоне нормальной колонки, «упрощение» ее строения и появление фаций, свойственных метасоматитам типа авто- и аллокомпенсированных [Казицын, Рудник, 1968]. Наиболее наглядно вертикальная эволюция нормальной колонки выясняется на месторождениях эпи-

термальной группы (типы Балея, Солонечного). Так, например, на Балейском месторождении адуляризация во внутренней зоне наблюдается исключительно в разрезах малых глубин.

Следовательно, анализ типовой нормальной колонки и закономерностей ее горизонтальной и вертикальной зональности является важным фактором перспективной оценки месторождений. Характерными примерами установления глубины эрозионного среза по околорудным породам может служить сравнение двух участков Аманандского месторождения.

Таким образом, при изучении околожильного метасоматизма и закономерностей рудогенеза необходимо учитывать прежде всего цикличность развития магматических и постмагматических процессов. Именно направленное развитие магматического процесса является одной из главных причин щелочно-кислотной эволюции гидротермальных растворов. Метасоматическим породам, связанным с прогрессивным или регрессивным этапами развития родоначального магматического процесса, свойственны обычно прямо противоположные закономерности зональности, концентрации и рассеяния вещества и т. д. Так, в автометасоматитах наибольшей мощностью отличаются внутренние, а в околожильных метасоматитах — внешние зоны. Причем существенное влияние на зональность оказывают структурные факторы. В штокверковых залежах даже метасоматиты регрессивной стадии могут характеризоваться максимальной мощностью внутренней зоны.

Среди минеральных ассоциаций типовых колонок околорудных пород обычно существует продуктивная ассоциация, формирующаяся синхронно с рудоотложением. Типоморфные минералы такой ассоциации могут быть использованы для датировки оруденения на основе методов абсолютной геохронологии.

Изучение зональности околорудных пород предусматривает, наряду с установлением закономерностей строения нормальной колонки, также выяснение характера эволюции ее по простиранию, падению и восстанию рудных тел, т. е. четырех сопряженных колонок. Только в этом случае околорудные породы могут быть использованы в качестве действенных критериев обнаружения скрытого оруденения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Задачи обеспечения горнорудной промышленности всеми видами минерального сырья, стоящие перед геологической службой нашей страны, требуют всестороннего развития исследований закономерностей рудообразования и создания научных основ поисков, в частности, редкометальных месторождений. Особенно актуальной в связи с этим является проблема разработки критериев обнаружения скрытого оруденения в экономически освоенных районах Востока Советского Союза. Одним из наиболее перспективных путей решения указанной проблемы, и это вслед за С. С. Смирновым в последние два десятилетия отмечают все исследователи рудных месторождений, является «всестороннее качественное и количественное изучение различных зон гидротермального изменения с полным выяснением последовательности развития процессов, приводящих к такому изменению» [Вольфсон, 1962].

Этим и объясняется тот необыкновенный размах, который приняли в последние годы исследования явлений рудосопровождающего метасоматического преобразования пород. В какой-то степени итоги этих исследований суммированы в трудах и решениях I и II конференций по околорудному метасоматизму (Ленинград, 1963, 1966), где констатировалось, что учение о метасоматизме превращается в самостоятельное направление геологических знаний. Вместе с тем, поскольку учение о метасоматизме находится еще в стадии своего становления, его методология недостаточно разработана и при исследовании околорудных пород какой-либо формации приходится заново разрабатывать ряд методических и теоретических вопросов.

Главной целью настоящей работы автор ставил описание околорудного метасоматизма молибденовых, золотых и других месторождений Восточного Забайкалья, рассматривая их на

широком геологическом фоне по схеме: магматический комплекс, автометасоматизм, рудный процесс и околорудный метасоматизм.

При характеристике мезозойских магматических образований Забайкалья особое внимание уделено проблеме выделения трех групп комплексов, отвечающих формационным рядам гранитоидов.

Описание явлений рудосопровождающего метасоматизма выполнено на примере таких типовых месторождений, широко известных в литературе, как Дарасун, Шахтама, Давенда, Ключевское, Балей, Солонечное и др.

Характер метасоматической зональности большинства месторождений рассмотрен с позиций пространственного размещения различных фаций, что дало возможность наметить закономерности эволюции типовой колонки по простиранию, падению и восстанию рудных тел.

В работе автору пришлось уделить внимание и теоретическим проблемам. Разработан новый вариант методики парагенетического анализа на основе полиординатных диаграмм химических потенциалов, который специфически предназначен для выявления закономерностей минералообразования в колонках околорудных измененных пород.

В работе также изложены результаты экспериментального моделирования процессов метасоматоза. Впервые на природном материале в лабораторных условиях получена диффузионная метасоматическая зональность аргиллизации и гидрослюдизации и установлены закономерности изменения мощности ее зон в зависимости от состава и концентрации растворов, длительности времени их воздействия, состава исходных пород и зернистости.

В результате экспериментальных исследований, а также на основе геологических данных намечена возможность подразделения процессов гидрослюдизации и аргиллизации в зависимости от состава метасоматирующих растворов.

На основе геолого-минералогических, геохимических и экспериментальных исследований процессов гидрослюдизации и аргиллизации в совокупности с анализом литературных данных обоснована геологическая самостоятельность околорудных пород средне- и низкотемпературных месторождений и необходи-

мость выделения двух новых формаций: оксеталитов и аргиллизитов.

Выяснены условия устойчивости главнейших фаций оксеталитов и аргиллизитов, вскрыта трехмерная зональность их типовых колонок, установлены закономерности поведения породообразующих и акцессорных минералов в типовых колонках, особенности баланса вещества и распределения элементов-примесей, наконец, произведен термодинамический анализ их парагенетических ассоциаций, объемных соотношений и энергетических эффектов их образования.

В заключительном разделе работы рассмотрены вопросы прикладного значения метасоматизма, намечена оригинальная схема взаимосвязи магматизма и метасоматизма, в основу которой положены традиционные представления о цикличности геологических процессов.

На базе материалов описательной части проведен анализ различных аспектов проблемы зональности метасоматических пород и сформулированы выводы об использовании их как рудоконтролирующих факторов.

ЛИТЕРАТУРА

Абдуллаев Х. М. Магматизм и оруденение Средней Азии. Изд.-во АН Узб ССР, 1960.

Аверьев В. В., Пийп В. И. Современный гидротермальный метаморфизм в областях активного вулканизма. ДАН СССР, т. 137, № 2, 1961.

Аверьянов И. П., Остапенко В. Ф. Минеральные фации гидротермально измененных пород хр. Вернадского и условия их формирования. В кн. Проблемы вулканизма. Петропавловск, 1964.

Александров Г. В. Приконтактовые метасоматиты гранитоидов Северо-Восточного Забайкалья. В сб. Метасом. изменения боковых пород и их роль в рудообразовании. М., Недра, 1966.

Артамонова Н. А. Околорудные изменения вмещающих пород на Аманан-Макитском молибденовом месторождении. Тр. Читин. геол. упр., вып. 2, 1958.

Афанасьев Г. Д. Проблема гранитоидов и некоторые вопросы связанной с ними металлогении. В кн. Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. Изд-во АН СССР, 1955.

Барабанов В. Ф. Минералогия вольфрамовых месторождений Восточного Забайкалья. Изд-во ЛГУ, 1961.

Барсуков В. Л. К геохимии олова. Геохимия, № 1, 1957.

Барсуков В. Л. О металлогенической специализации гранитоидных интрузий. В кн. Химия земной коры, т, 2. Изд-во АН СССР, 1963.

Баррингтон Дж., Керр П. Ф. Урановая минерализация рудника Миднайт, Спокен, Вашингтон. ОНТИ ВИМС, вып. 19, 1962.

Бергер В. И. Особенности гидротермальных изменений вмещающих пород на Алданских месторождениях горного хрусталя. В сб. Метасом. изменения боковых пород и их роль в рудообразовании. М., Недра, 1966.

Бернштейн П. С. Тектоника Балейского золоторудного района в Восточном Забайкалье. Тр. ЦНИГРИ, вып. 31, 1959.

Бетехтин А. Г. О генетической связи гидротермальных образований с интрузиями. В кн. Основные проблемы в учении о магматоген. рудных месторождениях. Изд-во АН СССР, 1953.

Беус А. А. и др. Альбитизированные и грейзенизированные граниты (апограниты). М., Изд-во АН СССР, 1962.

Билибин Ю. А. О генезисе щелочных пород. Зап. Всес. Минер. об-ва, ч. 69, № 2 — 3, 1940.

Билибин Ю. А. Послеюрские интрузии Алданского района. Изд-во АН СССР, 1941.

Блох А. М. Процессы глинизации и образования кремнистых концентраций в верхнеюрских пепловых туфах Восточного Забайкалья. Тр. ВИМС, вып. 8, 1963.

Боголепов В. Г. Пересчет химических анализов горных пород при изучении метасоматических процессов. Изв. АН СССР, серия геол., № 1, 1962.

Борисова В. Н. Алунитизация в прикратерной части вулкана Зимина. Матер. II Всес. вулканол. совещ. Петропавловск, 1964.

Бородаевский Н. И. Лиственизация как генетический комплекс гидротермальных изменений. В кн. Генетические проблемы руд. М., 1960.

Бородаевская М. Б. О происхождении березитов и некоторых других метасоматических пород Березовского золоторудного месторождения на Среднем Урале. Зап. Всес. минер. об-ва, № 73, вып. 2 — 3, 1944.

Бородаевская М. Б. Золотоносность малых интрузий и даек. В сб. Матер. по геол. золота, вып. 2 (12), М., 1950.

Бородаевская М. Б. Некоторые особенности петрогенезиса формации малых интрузий послеверхнеюрского возраста в одном из районов Восточного Забайкалья. Изв. АН СССР, серия геол., № 6, 1956.

Бородаевская М. Б. Особенности структуры Ключевского рудного поля (В. Забайкалье). Тр. ЦНИГРИ, вып. 25, кн. 1, 1958.

Булах А. Г. Расчет формул минералов. М., Недра, 1964.

Великий А. С. Анализ околожильного изменения боковых пород. Вестн. ЛГУ, № 5, 1950.

Виноградов А. П., Вайнштейн Э. Е., Павленко Л. И. Вольфрам и молибден в изверженных горных породах (к геохимии вольфрама). Геохимия, № 5, 1958.

Власов Г. М., Василевский М. М. Гидротермально измененные породы Центральной Камчатки, их рудоносность и закономерности пространственного размещения. Л., Недра, 1964.

Воларович Г. П. О геологическом строении Дарасунского золотоносного района Восточного Забайкалья. Тр. НИГРИЗолото, вып. 16, 1947.

Вольфсон Ф. И. Проблемы изучения гидротермальных месторождений. М., Госгеолтехиздат, 1962.

Гаррельс Р. Минеральные равновесия. Изд.-во иностр. лит., 1962.

Годлевский М. Н. Методика составления физико-химических диаграмм. М., Недра, 1965.

Григорьев Д. П. Опыт систематики и терминологии элементарных процессов магматической дифференциации. Изд.-во АН СССР, 1946.

Григорьев И. Ф., Доломанова Е. И. Генетические типы оловорудных месторождений Забайкалья. Тр. МГРИ, 1956.

Грушкин Г. Г., Приходько П. А. Об изменении химического состава, концентрации и pH газово-жидких включений в ряде последовательных генераций флюорита. Зап. Всес. минер. об-ва, ч. 81, вып. 2, 1952.

Данилевский В. И., Александров Г. В. О гидротермальной калишпатизации вмещающих пород Давендинского молибденового месторождения (В. Забайкалье). В сб. Вопросы геологии и генезиса полезн. ископ. Изд-во ЛГУ, 1966.

Дружинин А. В. Некоторые редкометальные месторождения штокверкового типа и особенности формирования мелкой трещиноватости (Забайкалье). Геология и разведка, № 9, 1958.

Дружинин А. В. Структура Давендинского месторождения. В кн. Основные вопросы и методы изучения структур рудных полей и месторождений. М., 1960.

Дружинин А. В., Тихонов Н. Д., Зуев В. Н. Свинцово-цинковая минерализация на молибденовых месторождениях Восточного Забайкалья. Тр. ИГЕМ, вып. 83, 1963.

Дымкин А. М. Контактово-метасоматические месторождения железа южной части главной рудной полосы Тургая. Новосибирск, Изд.-во АН СССР, 1962.

Ежов А. И. Некоторые особенности метасоматических процессов при формировании медно-молибденовых месторождений (В. Забайкалье). В кн. Проблемы метасоматизма. М., Недра, 1970.

Елисеев Н. А. Метаморфизм. М., Недра, 1963.

Ермаков Н. П. Исследования минералообразующих растворов. Изд-во Харьков. гос. ун-та, 1950.

Ермаков Н. П. Термометрия глубинных процессов рудообразования. В сб. Минер., термометрия и барометрия. М., Наука, 1965.

Жариков В. А. Некоторые закономерности метасоматических процессов. В кн. Метасом. изменения боковых пород и их роль в рудообразовании. М., Недра, 1966.

Жариков В. А., Омельяненко Б. И. Некоторые проблемы изучения изменений вмещающих пород в связи с металлогеническими исследованиями. В кн. Изучение закон. размещ. минерализ. при металлоген. исслед. рудных районов. М., Недра, 1965.

Жданов В. В. Метаморфизм и глубинное строение норит-диоритовой серии Русской Лапландии. М., Наука, 1966.

Заварицкий А. Н. Изменения в боковых породах Зыряновского месторождения. Зап. Горн. ин-та, т. III, вып. 3, 4, 1911.

Зенков Д. А. Рудничная геология на Дарасунском золото-мышьяковом месторождении (Забайкалье). В кн. Рудничная геология. М., 1946.

Зилов А. Р., Кузнецова А. И., Черненко А. И. К вопросу о распределении Mo и Be в гранитоидах восточной части Витимского плоскогорья (С.-З. Забайкалье). Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та АН СССР, вып. 13, 1963.

Зуев В. Н. О возрасте Шахтаминских гранитоидов и о связи с ними оруденения. Зап. ЛГИ, т. XXVIII, 1953.

Иванов В. В. Гидротермальные ресурсы областей современного вулканизма. В кн. Проблемы вулканизма. Ереван, 1959.

Иванов В. В. О происхождении и классификации современных гидротерм. Геохимия, № 5, 1960.

Иванов И. П. Опыт экспериментального моделирования альбитизации слюдистых сланцев в гидротермальных условиях. Бюлл. МГ и ОН СССР, № 2, 1961.

Иванова А. А. Генетические особенности флюоритовых месторождений Восточного Забайкалья и их значение в практике поисково-разведочных работ. В кн. Тезисы доклад. 2-й науч. конф. геол. секций Заб. отд. геогр. об-ва СССР. Чита, 1965.

Иванова Г. Ф. О содержании олова, вольфрама, молибдена в гранитах в связи с наличием в них олово-вольфрамовых месторождений. Геохимия, № 5, 1963.

Изох Э. П. и др. Позднемезозойские интрузии Центрального Сихотэ-Алиня и связь с ними оруденения. М., Госгеолиздат, 1957.

Изох Э. П., Казицын Ю. В. Структурная прерывистость в ряду альбит-анортит и петрографическое значение плагиоклазов различного структурного типа. Зап. Всес. минер. об-ва, ч. 88, вып. 3, 1959.

Иициксон Г. В. Гидротермальные изменения вмещающих пород олово-рудного месторождения на Малом Хингане. М., Госгеолтехиздат, 1956.

Иициксон М. И. Андалузитсодержащие контактово-метасоматические породы с ледников Сангутидон и Кийсар (С. Кавказ). Зап. Всес. минер. об-ва, № 2, 1939.

Иициксон М. И. Петрохимические особенности и металлогеническая специализация интрузивных комплексов (на примере Дальнего Востока). Бюлл. ВСЕГЕИ, № 2, 1960.

Казицын Ю. В. Метод молекулярных объемов и его применение при изучении измененных пород. Зап. Всес. минер. об-ва, ч. 87, № 2, 1958.

Казицын Ю. В. Околожильная аргиллизация диоритов на молибденовом месторождении. ДАН СССР, т. 134, № 6, 1960.

Казицын Ю. В. Минералого-геохимические особенности аргиллизации основных пород. Зап. Всес. минер. об-ва, ч. 91, вып. 4, 1962.

Казицын Ю. В. Ортоклазовые метасоматиты Северо-Восточного Забайкалья. Тр. ВСЕГЕИ, т. 96, 1963.

Казицын Ю. В. Сванбергитизация — новый тип околорудного изменения гранитоидов. АН СССР, т. 161, № 2, 1965.

Казицын Ю. В. Современное состояние и ближайшие задачи изучения околорудных метасоматитов. В сб. Метасом. измененных боковых пород и их роль в рудообразовании. М., Недра, 1966.

Казицын Ю. В., Александров Г. В. О метасоматической зональности при аргиллизации гранит-порфиров околорудных тел. Геол. руд. месторожд., № 5, 1959.

Казицын Ю. В., Рудник В. А. Руководство к расчету баланса вещества и внутренней энергии при формировании метасоматических пород. М., Недра, 1968.

Казицын Ю. В. и др. Мезозойские металлоносные интрузии Олекмо-Нерчуганского района. Сов. геология, № 9, 1962.

Казицын Ю. В. и др. Экспериментальное получение диффузивной метасоматической колонки аргиллизации. ДАН СССР, т. 171, № 6, 1966.

Казицын Ю. В. и др. Мезозойские металлоносные интрузии Северо-Восточного Забайкалья. М., Недра, 1967.

Калуцкий Г. Г. Процессы щелочного метасоматоза на одном из молибденовых месторождений Забайкалья. В кн. Тез. докл. I научн. конф. геол. секции им. В. А. Обручева. Чита, 1964.

Карякин А. Е. Об источнике кремнезема кварцевых жил и хрусталеносных гнезд Приполярного Урала. Тр. ВИПС, т. 2, вып. 1, 1958.

Кашкай М. А. Алунитизация, пирофиллитизация и каолинизация вулканогенных пород и классификация алунитовых месторождений. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол. 34, № 4, 1959.

Керр П. Ф. Околорудные изменения боковых пород как критерии при поисках месторождений урана. В кн. Геология атомных сырьевых материалов. М., Госгеолтехиздат, 1956.

Князев Г. И. Приаргунский полиметаллический пояс. Тр. Читинского геол. упр., вып. 1, 1957.

Козеренко В. Н. Геологическая характеристика Приаргунской полиметаллической зоны. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 83, 1963.

Константинов Р. М. и др. Изучение закономерностей размещения минерализации при металлогенических исследованиях. М., Недра, 1965.

Коптев-Дворников В. С. О геохимической и металлогенической специализации магматических комплексов. Тез. III петрограф. совещ. Новосибирск, 1963.

Коржинский А. Ф. Гидротермально измененные породы редкометальных месторождений Восточной Сибири. М., Наука, 1967.

Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. В кн. Основные проблемы в учении о магматоген. рудных месторождениях. Изд.-во АН СССР, 1955.

Коржинский Д. С. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. Изд.-во АН СССР, 1957а.

Коржинский Д. С. Режим кислотности постмагматических растворов. Изв. АН СССР, серия геол., № 12, 1957б.

Коржинский Д. С. Кислотность—щелочность как главный фактор магматических и постмагматических процессов. В кн. Магмат. и связь с ним полезн. ископ. М., Госгеолтехиздат, 1960.

Коржинский Д. С. Общие закономерности постмагматических процессов. В сб. Метасом. измененных боковых пород и их роль в рудообразовании. М., Недра, 1966.

Кормилицын В. С. Основные черты мезозойской металлогении Восточного Забайкалья. Сов. геология, № 11, 1959.

Кормилицын В. С. Околорудные гидротермально измененные породы свинцово-цинковых месторождений Восточного Забайкалья. Тр. ИМГРЭ, вып. 83, 1963.

Кормилицын В. С., Иванова А. А. Генетические особенности Калангуйского сульфидно-флюоритового месторождения (В. Забайкалье). Зап. Всес. минер. об-ва, ч. 88, вып. 4, 1959.

Котляр В. Н. О магматических комплексах и оруденении. Сов. геология, № 43, 1955.

Котляр В. Н. Дайки и оруденение. В сб. Науч. тр. Моск. ин-та цвет. мет. № 32, 1960.

Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. Л., Недра, 1964.

Кузьмин М. И. и др. Поведение редких элементов при становлении гипабиссальных гранитных интрузий. В сб. Геохимия редких элементов в изверженных горных породах. М., Наука, 1964.

Курек Н. Н., Курек А. И. Серицитсодержащие породы. В кн. Измененные околорудные породы и их поисковое значение. Л., Госгеолтехиздат, 1954.

Кухаренко А. А. Некоторые вопросы генезиса карбонатитов. В сб. Метасом. изменения боковых пород и их роль в рудообразовании. М., Недра, 1966.

Лебедев В. И. Энергетика геохимических процессов. Изд.-во ЛГУ, 1957.

Лебедев В. И. О законе объемов в петрографии. В кн. Вопросы магматизма, метаморфизма и рудообразования, т. 1. М., Госгеолиздат, 1963.

Левицкий О. Д. Геология рудных месторождений Забайкалья. М., Наука, 1964.

Летников Ф. А. Изобарные потенциалы образования минералов (химическое сродство) и применение их в геохимии. М., Недра, 1965.

Лисицына Г. А., Омельяненко Б. И. Инфильтрационная метасоматическая зональность в грейзенах, связанных с аляскитовыми гранитами Кураминского хребта (Средняя Азия). Изв. АН СССР, серия геол., № 2, 1961.

Ловеринг Т. С. Об изменении пород как поисковом признаке на руды в округе Восточный Тинтик Юга. Изд-во иностр. лит., 1951.

Лозовский В. И. О методике поисков эпитермальных золоторудных месторождений. Разведка и охрана недр, № 10, 1966.

Лучицкий В. И. Петрография, т. II. ОНТИ НКПТ СССР, 1934.

Ляхович В. В., Нонешникова В. И. О влиянии поздних процессов на содержание акцессорных минералов в гранитоидах. Тр. ИМГРЭ, вып. 4, 1960.

Магакьян И. Г. О металлогенической специализации в некоторых типах тектоно-магматических комплексов. Зап. Всес. минер. об-ва, ч. 81, № 3, 1952.

Мирошников Л. Д. О происхождении и возрасте каолинов с Таймыра. Зап. Всес. минер. об-ва, ч. 89, 1960.

Набоко С. И. Вулканические эксгаляции и продукты их реакций. Тр. Лаб. вулканологии, вып. 16, 1959.

Набоко С. И. Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. Изд-во АН СССР, 1963.

Наковник Н. И. Месторождение Коунрад, его горные породы и минералы. Изд-во АН СССР, 1937.

Наковник Н. И. О новом типе околорудных изменений. Зап. Всес. минер. об-ва, ч. 86, № 6, 1957.

Наковник Н. И. Вертикальная зональность продуктов постмагматического метасоматоза и место в ней формаций вторичных кварцитов и пропилитов. Зап. Всес. минер. об-ва, ч. 92, № 4, 1963.

Наковник Н. И. Вторичные кварциты СССР и связанные с ними месторождения полезных ископаемых. М., Недра, 1964.

Николаев В. А. К вопросу о генезисе гидротермальных растворов в этапах глубинного магматического процесса. В кн. Основные проблемы в учении о магматоген. рудных месторождениях. Изд.-во АН СССР, 1955.

Образцова З. А. Малые интрузии Нерчинско-заводского рудного поля и связь их с полиметаллическим оруденением. Научн. докл. Высш. школы, № 4, 1958.

Павленко А. С. Зависимость парагенезисов щелочных метасоматитов в алюмосиликатных обедненных кальцием породах от потенциалов щелочей. Геохимия, № 11, 1961.

Падалка Г. Л. Геотектоническое районирование и некоторые вопросы металлогении Юго-Восточного Забайкалья. Бюлл. ВСЕГЕИ, № 1, Л., Госгеолтехиздат, 1958.

Пампура В. Д., Афонина Г. Г. Гидротермальная аргиллизация гранитоидов близ кварцево-молибденовых жил Шахтаминского месторождения (В. Забайкалье). ДАН СССР, т. 159, № 2, 1964.

Пампура В. Д., Гормашова Г. С. Зональность при околотрещинном метасоматизме близ кварцевых жил Шахтаминского молибденового месторождения. Геол. рудн. месторожд., 1964.

Перчук Л. Л. Физико-химическая петрология. М., Наука, 1964.

Петровская Н. В., Андреева М. Г. Минералогические особенности Ключевского золоторудного месторождения (В. Забайкалье). Тр. ЦНИГРИ, вып. 25, ч. 1, 1958.

Петровская Н. В. и др. Геологическое строение, минералогия и особенности генезиса золоторудных месторождений Балейского рудного поля (В. Забайкалье). Тр. ЦНИГРИ, вып. 45, ч. I, II, 1961.

Поваренных А. С. Некоторые вопросы околожильного метаморфизма гранитоидов. Тр. Криворож. горноруд. ин-та геол. и минерал., № 1, 45 — 46, 1954.

Рабинович А. В., Муравьева А. М., Жданова М. В. Содержание молибдена в некоторых породах и минералах интрузивных образований Восточного Забайкалья. Геохимия, № 2, 1958.

Радкевич Е. А. Особенности метасоматоза в околорудных и оловополиметаллических месторождениях различных генетических типов. В сб. Метасом. измененных боковых пород и их роль в рудообразовании. М., Недра, 1966.

Рехарский А. И. О зональности в строении ореола гидротермально измененных пород, вмещающих редкометальные жилы. Геохимия, № 3, 1957.

Рехарский В. И. К вопросу о генезисе гидротермальных образований Шахтаминского молибденового месторождения. Автореф. канд. диссер., ИГЕМ, 1962.

Рехарский В. И. О полевошпат-кварцевых метасоматитах молибденовых месторождений. В кн. Метасомат. изменения боковых пород и их роль в рудообразовании. М., Недра, 1966.

Руб М. Г., Макеев Б. В. Проявление метасоматической зональности около жил кварц-турмалинового состава (на примере Мяо-Чанского района). Геол. рудн. месторожд., № 6, 1961.

Рудник В. А. Определение количественного изменения вещества при метасоматических процессах. Зап. Всес. минер. об-ва, ч. 91, вып. 6, 1962.

Рундквист Д. В. О факторе времени при формировании метасоматических пород, жил, прожилков грейзеновых месторождений. Зап. Всес. минер. об-ва, ч. 94, вып. 1, 1965.

Рупасова З. В. Изменение боковых пород Дарасунского золоторудного месторождения. Тр. Треста золоторазведка и ин-та НИГРИЗолото, вып. 9, 1938.

Сидоренко В. В. Геология и петрология Шахтаминского интрузивного комплекса. Тр. геол. музея АН СССР, 1961.

Смирнов С. С. Очерк металлогении Восточного Забайкалья. М., Госгеолитиздат, 1944.

Смирнов С. С. О современном состоянии теории образования магматогенных рудных месторождений. Зап. Всес. минер. об-ва, 2 серия, ч. 76, вып. 1, 1947.

Соболев В. С., Фишкин М. И. Метасоматическая зональность и процессы образования алунита. Минер. сб., № 7, Львов, 1953.

Соловьев А. Т. К вопросу о поясах и этапах флюоритовой минерализации Восточного Забайкалья. Тр. ВСЕГЕИ, т. 57, 1961.

Соловьев С. П. Особенности развития во времени метаморфических горных пород на территории СССР. Зап. Всес. минер. об-ва, ч. 88, вып. 6, 1959.

Сотников В. И. О проявлении метаморфизма в рудах Шахтаминского молибденово-полиметаллического месторождения (В. Забайкалье). Геология и геофизика, № 9, 1960.

Сотников В. И. Некоторые особенности структуры Шахтаминского молибденового месторождения. Тр. ИГЕМ, вып. 41, 1961.

Станов С. С., Негурей Е. П. Минералогическое исследование руды 1-го горизонта Ключевского золоторудного месторождения. Тр. ЦНИГРИ, т. 4, 1937.

Строна П. А. К вопросу об источниках низкотемпературного гидротермального оруденения в Восточном Забайкалье. Геол. рудн. месторожд., № 4, 1962.

Студенникова З. В., Павленко Л. И. О содержании вольфрама и молибдена в щелочных породах Восточной Тувы и Северного Кавказа. Геохимия, № 7, 1960.

Судовиков Н. Г., Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Изд-во ЛГУ, 1964.

Татаринов П. М., Карякин А. Е. Генетическая связь оруденения с интрузиями. Зап. Всес. минер. об-ва, вып. 3, ч. 80, 1951.

Таусон Л. В. Геохимия редких элементов в гранитоидах. Изд-во АН СССР, 1961.

Тимофеевский Д. А. Геолого-структурная и минералогическая характеристика Дарасунского рудного поля и его периферических частей. Тр. ЦНИГРИ, вып. 21, 1957.

Тимофеевский Д. А. О первичной зональности на примере Дарасунского месторождения Восточного Забайкалья. Тр. ЦНИГРИ, вып. 31, 1959.

Тимофеевский Д. А. Особенности геологического строения и структуры Дарасунского рудного поля (В. Забайкалье). Тр. ЦНИГРИ, вып. 43, 1962.

Тимофеевский Д. А. Свинцово-цинковая минерализация на золоторудных месторождениях Восточного Забайкалья. Тр. ИГЕМ, вып. 83, 1963.

Тихомиров Н. И. Особенности Забайкальских месторождений касситерит-сульфидной формации и связь их с магматической деятельностью. Сов. геология, № 7, 1960.

Тихомиров Н. И. и др. Интрузивные комплексы Забайкалья. М., Недра, 1964.

Ткаченко Р. И. Гидротермальное изменение пород и перемещение основных породообразующих компонентов водами вулканического происхождения. Матер. к II Всес. вулк. совещ. Петропавловск, 1964.

Томсон И. Н., Константинов Р. М., Полякова О. П. О генетических рядах рудных формаций Забайкалья. Геол. рудн. месторожд., № 2, 1964.

Трейвус Е. Б., Рожнова Г. А. Опыты по воспроизведению метасоматоза на воднорастворимых солях. Зап. Всес. минер. об-ва, ч. 91, вып. 2, 1962.

Тугаринов А. И. О причинах формирования рудных провинций. В кн. Химия земной коры. Изд-во АН СССР, т. 1, 1963.

Туровский С. Д., Бошнякович М. Д. Об изменениях акцессорных минералов в постинтрузивный период жизни изверженных пород. Уч. зап. Киргиз. ун-та, серия геол. наук, вып. 1. Фрунзе, 1955.

Фогельман Н. А. Некоторые особенности геологии и металлогении Балейско-Дарасунского золотоносного района (В. Забайкалье). Тр. ЦНИГРИ, вып. 41, 1962.

Франкская Г. В. Особенности минералогии Ключевского золоторудного месторождения Забайкалья. Зап. Всес. минер. об-ва, ч. 85, вып. 3, 1956.

Ходаковский И. Л. Характеристика гидротермальных растворов по данным изучения газово-жидких включений в минералах. В кн. Минералогическая термометрия и барометрия. М., Наука, 1965.

Шаталов Е. Т., Коптев-Дворников В. С., Руб М. Г. Критерии связи оруденения с магматизмом применительно к изучению рудных районов. М., Недра, 1965.

Шварц Г. М. Метасоматизм при гидротермальных изменениях в мезотермальных условиях. В кн. Физ.-хим. проблемы формирования горных пород и руд, I. М., 1961.

Шер С. Д. Околорудные породы, сопутствующие золото-кварцевым жилам в Ленском золотоносном районе. В сб. Метасом. измененных боковых пород и их роль в рудообразовании. М., Недра, 1966.

Шипулин Ф. К. О времени образования металлоносных растворов при извержении некоторых вулканов. Геол. рудн. месторожд., № 5, 1960.

Шталь Н. В. К петрологии мезозойских интрузий Восточного Забайкалья. В сб. Петрол. и минер. некоторых рудных районов СССР. Л., Госгеолиздат, 1952.

Шталь Э. и др. Хромотография в тонких слоях. М., Мир, 1965.

Шульдинер В. И. Схема развития мезозойского магматизма в Верхне-Олекминском районе. В кн. Матер. совещ. по расчл. гранитоидов Забайкалья, Улан-Удэ, 1960.

Щеглов А. Д. О низкотемпературных месторождениях вольфрама в Забайкалье. Тр. Читин. геол. упр., вып. 2, 1958.

Щеглов А. Д. О золото-молибденовом рудном поясе Забайкалья. Информ. сб. № 17, ВСЕГЕИ, 1959.

Щеглов А. Д. О стадиях минерализации в молибденовых месторождениях Забайкалья. ДАН СССР, т. 131, № 1, 1960.

Щеглов А. Д. Основные черты геологии и генезиса флюоритовых месторождений Западного Забайкалья. Геол. рудн. месторожд., № 3, 1961.

Якжин А. А. Особенности металлогении золото-молибденово-турмалинового пояса Забайкалья. Сов. геология, № 50, 1956.

Якжин А. А. Закономерности размещения и формирования флюоритовых месторождений Забайкалья. М., Госгеолтехиздат, 1962.

Яншевский Е. М. и др. Эндогенные ореолы рассеяния некоторых гидротермальных месторождений. М., Госгеолтехиздат, 1963.

Anderson C. A. Alteration of the lavas surrounding the Hot Springs in Lassen Volcanic National Park. Amer. Miner., v. 20, N 4, 1935.

Barth T. F. W. Volcanic geology Hot Springs and Geysers of Island. Carn. Inst. of Wasch., 1950.

Boyle R. W. The geology geochemistry and origin of the gold deposits of the Yellowknife district. Geol. Surv. of Canada. Mem. 310, 1960.

Hemley J. J., Jones W. R. Chemical aspects of hydrothermal alteration with emphasis on hydrogen metasomatism. Econ. Geol., v. 59, N 4, 1964.

Kerr P. F. и др. Hydrothermal alteration at Santa Rita, Nem Mexico. Geol. Soc. Amer., Bull., v. 61, 1950.

Kerr P. F. Alteration featurec of Silver Belt, Arisona. Geol. Soc. Amer., Bull., v. 62, 1951.

Lagache M. Contribution a l'etude de l'alteration des feldspaths dans l'eau, entre 100 et 200°C sons diverses pressions de CO_2, et application a la synthese des mineraux argileuz. Bull. Soc. Fr. Min., Grist., 87, N 2, 1965.

Lindgren W. Metasomatism. Bull. of the geol. soc. of Amer., v. 36, 1925.

Lovering T. S. The geochemistry of argillic and related types of alteration. Colo. School Mines., v. 45, N 1, 1950.

Lovering T. S. Halogen acid alteration of ash at Fumarol N 1, Vally of Ten Thousand Smokes, Alaska. Geol. Soc. Amer., Bull., v. 68, N 12, 1957.

Lovering T., S., Shepard A. O. Hydrothermal alteration zones caused by halogen acid solutions East Tintic district, Utah. Amer. Journ. Sci., N. Haven, v. 258A, 1960.

Rittman A. Der Alkalitrachite der Solfatora und Zersetzung durch Fumarollngase. Schweiz. Miner. und Petr. Mitt., Bd. 14, H. 1, 1934.

Sales R. H., Mayer C. Interpretation of wall—rock alteration at Butte, Montana, Colo. School Mines Quart., v. 45, N 1—B, 1950.

Schwartz G. M. Hydrothermal alteration in the „Porphyry Copper" deposits. Econ. Geol., v. 44, N 4, 1947.

Schwartz G. M. Geology of the San Manuel copper deposit. U. S. Geol. Surv., Prof. Paper, 256, 1953.

ОГЛАВЛЕНИЕ

С.

Предисловие 3

Глава I. Соотношение гидротермального оруденения с мезозойским магматизмом 7

Молибденовое оруденение 8
Золотое оруденение 9
Свинцово-цинковое оруденение 10
Оловянно-вольфрамовое оруденение 11
Сурьмяно-ртутное, флюоритовое и самородномышьяковое оруденения . . . . . —

Глава II. Типы рудосопровождающих метасоматитов месторождений золото-молибденового пояса 14

Околорудные породы среднетемпературных месторождений . . —
Тип Аманан-Макита 15
Тип Жирекена 65
Тип Давенды 73
Тип Ключевского 85
Тип Шахтамы 105
Тип Дарасуна 138
Околорудные породы низкотемпературных месторождений . . 162
Тип Солонечного 164
Тип Балея 173

Глава III. Общие минералого-геохимические закономерности формирования главнейших типов рудосопровождающих метасоматитов . 189

О формационной принадлежности околорудных пород среднетемпературных и низкотемпературных месторождений 190
Оксеталиты (березиты), их фации и оруденение 192
Перемещение компонентов в ходе формирования оксеталитов и аргиллизитов 193
Объемные и энергетические закономерности минералогенеза в типовых колонках оксеталитов и аргиллизитов . . . 196
Механизм замещения в типовых колонках оксеталитов и аргиллизитов 202
Парагенетический анализ типовых колонок оксеталитов и аргиллизитов на основе полиординатных диаграмм химических потенциалов 208
Обоснование возможности построения полиординатных диаграмм химических потенциалов 210
Полиординатная μ-диаграмма оксеталитизации 211
Полиординатная μ-диаграмма аргиллизации 214
Первая экспериментальная модель диффузионной колонки аргиллизации и гидрослюдизации 218

С.

Граниты и диориты в кислой и щелочной среде 218
Модель диффузионной метасоматической колонки аргиллизации 224
О химизме аргиллизирующих и гидрослюдизирующих растворов по геологическим и экспериментальным данным 231
Геологические данные о природных типах аргиллизации и оксетализации 232
Генетические типы оксетализации и аргиллизации 236

Глава IV. Околожильный метасоматизм и его значение в рудогенезе 239

Соотношение магматизма и гидротермальных процессов (на примере Забайкалья) 244
Соотношение метасоматических процессов и оруденения . . . 250
Гранитизация и оруденение . . . . . —
Автометасоматизм и оруденение 251
Контактовый метасоматизм и оруденение 252
Метасоматизм постмагматической стадии и оруденение . . —
Околорудные породы и эндогенное рассеяние вещества . . 255
Некоторые вопросы зональности постмагматических продуктов 257
Трехмерная зональность метасоматической колонки как определяющий фактор оруденения 261

Заключение 267

Литература 270

Юрий Владимирович Казицын

ОКОЛОРУДНЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ ЗАБАЙКАЛЬЯ

Ведущий редактор *Т. М. Шиянова*
Технический редактор *А. Б. Ящуржинская*
Корректоры *Н. А. Соколова, В. Н. Михалевич*
Переплет художника *И. А. Гордона*

М-22948. Сдано в набор 4.VI.1971 г. Подписано к печати 17.III.1972 г.
Формат бумаги 60×90 1/16. Печ. л. 17 1/2. Уч.-изд. л. 18,9.
Изд. № 755. Тираж 1000 экз. Бумага № 2. Заказ 77. Индекс 3—4—1—Л.
Издательство „Недра". Ленинградское отделение. 193171, Ленинград,
С-171, ул. Фарфоровская, 12.
Типография Пензенского ВАИУ.
Цена 2 р. 13 к.

2р. 13к.

373

ВЕЧАРА