

Ю. В. КАЗИЦЫН

МЕТАСОМАТИЗМ

ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ

МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Ю. В. КАЗИЦЫН

МЕТАСОМАТИЗМ
ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ

(ВВЕДЕНИЕ В УЧЕНИЕ
ОБ ОКОЛУРУДНОМ МЕТАСОМАТИЗМЕ)

464



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ЛЕНИНГРАД · 1972

Казицын Ю. В. *Метасоматизм гидротермальных месторождений. (Введение в учение об околорудном метасоматизме)*. Л., «Недра», 1972. 144 с.

В книге изложены современные представления, касающиеся теории метасоматического процесса, методики изучения околорудных измененных пород и их практического использования как индикаторов оруденения. Приведены общие законы метасоматизма, важнейшие положения теории метасоматической зональности, а также некоторые сведения из термодинамики, необходимые для понимания сущности метасоматических процессов. Основное внимание уделено систематической характеристике главнейших типов околорудных измененных пород гидротермальных жильных и штокерковых низко-, средне- и высокотемпературных месторождений. Работа завершается анализом природных типов околорудных метасоматитов и рассмотрением их генетической принадлежности.

Книга рассчитана на научных работников, изучающих околорудные метасоматиты, на геологов, занимающихся разведкой и оценкой перспектив рудоносности гидротермальных месторождений, на студентов вузов, знакомых с основами геологии эндогенных месторождений.

Таблиц 17, иллюстраций 24, список литературы — 129 названий.

2-9-2

33-72

ЮРИЙ ВЛАДИМИРОВИЧ КАЗИЦЫН

МЕТАСОМАТИЗМ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Научный редактор Д. С. Степанов

Редактор издательства А. Н. Павлов

Технический редактор Н. П. Старостина

Корректоры В. Н. Михалевич, Н. А. Соколова

Сдано в набор 14/VII 1972 г. Подписано к печати 23/X 1972 г. М-38392.

Формат бумаги 60 × 90^{1/16}. Бумага № 2. Печ. л. 9. Уч.-изд. л. 10,11.

Тираж 1900 экз. Заказ № 1867/256. Цена 1 р. 01 к.

Издательство «Недра», Ленинградское отделение. 193171, Ленинград, С-171, ул. Фарфоровская, 12.

Ленинградская типография № 6 Главполиграфпрома Государственного Комитета Совета Министров СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли. Московский проспект, 91.

ОГЛАВЛЕНИЕ

	С.
Предисловие	4
Глава I Общие вопросы учения о метасоматизме	5
Глава II Некоторые элементы теории метасоматических процессов	20
Глава III Методы изучения околорудных пород	41
Глава IV Околорудные породы низкотемпературных гидротермальных месторождений	61
Глава V Околорудные породы низкотемпературных месторождений областей современного и древнего вулканизма	79
Глава VI Околорудные породы среднетемпературных гидротермальных жильных и штокверковых месторождений	89
Глава VII Околорудные породы высокотемпературных гидротермальных жильных и штокверковых месторождений	118
Глава VIII Генетические типы метасоматитов и их рудоконтролирующее значение	128
Литература	140

ПРЕДИСЛОВИЕ

Учение о метасоматизме в последние годы уверенно стало в один ряд с другими геологическими дисциплинами, и в некоторых вузах страны сейчас читаются обязательные или факультативные курсы лекций. Вместе с тем специальная литература по этому предмету крайне ограничена, а какие-либо учебные пособия практически отсутствуют. Это побудило автора подготовиться к печати материал лекций, читаемых им начиная с 1968 г. на кафедре полезных ископаемых ЛГИ для студентов IV курса специальности «разведка рудных месторождений».

Весь опыт изучения метасоматических пород свидетельствует об их исключительном положении как в качестве объектов приложения законов физической химии к геологии, так и в качестве наиболее прямых критериев рудоносности. Прежде всего это определяется тем, что, как правило, в них бывает известен и начальный, и конечный состав породы, а также промежуточные стадии преобразования. Эта стадийность, обыкновенно проявляющаяся в зональности, составляет столь характерную особенность метасоматических пород, что справедливо утверждение «нет метасоматитов без зональности!».

Именно на трехмерную зональность как результат дифференциальной подвижности компонентов и как поисковый признак руд автором обращается главное внимание и при изложении общих сведений по теории метасоматизма в первых главах книги, и при характеристике конкретных типов околорудных метасоматитов низко-, средне- и высокотемпературных гидротермальных месторождений, чему посвящена главная ее часть.

Описание типовых колонок метасоматической зональности околорудных пород дано на примерах, либо лично изученных автором, либо заимствованных из наиболее детальных работ по классическим месторождениям Дальнего Востока, Камчатки, Забайкалья, Казахстана, Урала, Закарпатья. Естественно при этом, что материал личных наблюдений рассматривается с большой детальностью, а литературные данные обычно приводятся в обобщенном виде. Во всех случаях автор стремился установить и подчеркнуть те типоморфные особенности околорудных пород, которые могли бы служить оценочным фактором или, как в заключительной части, способствовать пониманию природы, условий и физико-химических параметров образования соответствующих рудных месторождений.

Автор сознательно ограничил круг рассматриваемых вопросов метасоматизма околорудными изменениями, отчетливо сознавая, что проблема в целом гораздо шире. Метасоматизм в истории развития земной коры проявляется в различных качественных формах и, коррелируясь с фазами тектоно-магматических циклов, разделяется на домагматический, синмагматический и постмагматический. Причем первый происходит в прогрессивных, а третий — преимущественно в регрессивных условиях, при этом особенности строения зональности, поведения компонентов, соотношения с оруденением оказываются соответственно различными или противоположными.

Околорудные породы — это продукты лишь преимущественно постмагматического метасоматизма, вследствие чего полученные для них закономерности ни в коем случае нельзя распространять на все, и в частности на региональные метасоматиты.

Автор отдает себе также отчет и в том, что предлагаемая читателю книга — это один из первых опытов систематизации сведений по околорудному метасоматизму, и поэтому не лишена недостатков. За все замечания и уточнения он будет признателен читателям. Автор считает приятным долгом выразить благодарность Д. С. Коржинскому, В. А. Жарикову, Н. И. Наковнику, П. М. Тараринову, Д. В. Рундвисту, В. А. Руднику, советами и помощью способствовавшим созданию книги.

ГЛАВА I

ОБЩИЕ ВОПРОСЫ УЧЕНИЯ О МЕТАСОМАТИЗМЕ

Понятие «метасоматизм» (от греческих «мета» — после, «сома» — тело) первоначально означало разновидность псевдоморфизма, при котором происходят химические реакции вещества исходного материала с воздействующим раствором. В дальнейшем термином «метасоматизм» или «метасоматоз» стали называться любые процессы замещения минералов и горных пород, при которых происходит существенное преобразование их химического состава. Нередко понятие «метасоматизм» стало отождествляться с понятиями «химический метаморфизм» или «гидротермальный метаморфизм» и т. д. Академик Д. С. Коржинский, обобщая опыт изучения метасоматизма к концу пятидесятых годов, на основании специальных теоретических исследований предложил разграничить понятия «метасоматизм» (метасоматоз) и «метаморфизм», сохранив за последним лишь процессы преобразования горных пород без существенного изменения валового химического состава, кроме содержания воды и углекислоты. С этих позиций физико-химической трактовки метасоматизм представляется процессом более широким и общим, чем метаморфизм, хотя в геологическом отношении метасоматизм выступает нередко в качестве частного случая метаморфизма.

В настоящее время, согласно Д. С. Коржинскому [52], под метасоматизмом (метасоматозом) понимается «всякое замещение горной породы с изменением химического состава, при котором растворение старых минералов и отложение новых происходит почти одновременно, так что в течение процесса замещения порода все время сохраняет твердое состояние».

За последние десятилетия, пожалуй, ни одно из направлений геологических знаний не развивается так интенсивно, как изучение процессов метасоматизма, особенно в связи с проблемами рудообразования. Несколько отстают изучение метасоматизма как геологического явления, а также метасоматизма в гипергенных условиях. Исследование проблем метасоматического пороодо- и минералообразования оформилось в самостоятельное направление — учение о метасоматизме.

История развития учения о метасоматизме является характерным примером того, как на основании частного явления, первоначально замеченного в качестве закономерности псевдоморфизма

в минералах, постепенно формируется новое научное направление в геологии. Исключительная роль метасоматических процессов для метаморфизма была подчеркнута В. Линдгреном в 1924 г.: «Удалите метасоматизм, и мало что останется от метаморфизма». В более позднее время известный исследователь метасоматических горных пород Н. И. Наковник [78] распространил это высказывание и на рудообразование: «Отнимите метасоматическое изменение боковых пород, и мало что останется от гидротермального рудоотложения».

Метасоматизм как процесс образования горных пород имеет такое же значение, как осадконакопление, метаморфизм и магматизм, и даже большее, так как он проявляется в различных качественных формах на всех этапах развития подвижных зон. Если проследить эволюцию метасоматизма в ходе развития земной коры, то обнаруживается определенная корреляция между формами его проявления и фазами тектоно-магматических циклов. С другой стороны, метасоматическое замещение в той или иной степени является непременной составной частью всех процессов породообразования от выветривания и осадконакопления до метаморфизма и магматизма. В этом состоит двойственный характер метасоматизма, выступающего и как способ минералообразования, и как фактор петрогенеза. Самостоятельное значение как определяющий фактор петрогенеза метасоматизм имеет на всем протяжении тектоно-магматической истории подвижных зон, причем в начальные и ранние этапы он имеет преимущественно региональный характер, а в поздние и конечные — преимущественно локальный.

Еще четче эта закономерность, так же как и направленная смена прогрессивных условий регрессивными, наблюдается для какого-либо одного тектоно-магматического цикла, в чем находит свое проявление правило гармонии циклов, аналогичное принципу Геккеля — Мюллера и успешно обоснованное в геологическом приложении Д. В. Рундквистом [86].

По характеру соотношения с магматическим процессом метасоматизм может быть разделен на домагматический, синмагматический и постмагматический.

Домагматический метасоматизм проявляется как составная часть ультраметаморфизма, гранитизации и фельдшпатизации зон региональных разломов. При этом метасоматизм имеет прогрессивную направленность, характеризуется преобладанием процессов инфильтрации, мобилизации рудных компонентов и общего увеличения внутренней энергии последовательных продуктов.

Синмагматический метасоматизм проявляется как магматическое замещение, где преобладают явления диффузии, а также как метасоматическое замещение в надкритических условиях, приводящее к формированию различных автосоматитов и метасоматитов зон контактового взаимодействия. Он протекает в условиях смены режима как в отношении энергетических параметров, так и в отношении мобилизации или переотложения рудного вещества.

Постмагматический метасоматизм имеет чрезвычайно широкое распространение и проявляется преимущественно как локальный процесс в зонах гидротермальной переработки, и особенно в околожильном пространстве рудных месторождений. Он характеризуется отчетливо регрессивной направленностью, четкой связью с рудоотложением и уменьшением внутренней энергии последовательных продуктов, отчетливой зональностью новообразованных пород и концентрацией рудного вещества. Ему свойственно тесное переплетение с экструзивно-эффузивной деятельностью, четкая кислотно-щелочная эволюция метасоматирующих растворов, строгий структурный контроль.

ПРЕДМЕТ ИССЛЕДОВАНИЯ УЧЕНИЯ ОБ ОКОЛОРУДНОМ МЕТАСОМАТИЗМЕ

Среди различных групп минеральных образований околорудные метасоматиты занимают совершенно особое положение. Развиваясь по осадочным, метаморфическим и магматическим породам, они бывают связаны с ними постепенными переходами. С другой стороны, они являются связующим звеном между горными породами и рудами, а нередко и сами выступают в качестве руд. Поэтому в классификационных схемах горных пород они длительное время не имели самостоятельного места, а в учебных курсах петрографии или в учении о рудных месторождениях им уделялось незаслуженно малое внимание. Лишь в последние десятилетия в связи с требованиями геологоразведочного дела изучение явлений околорудного метасоматизма приобрело должный размах, осуществляется как в теоретическом, так и в прикладном аспектах и становится необходимой составной частью оценки и разведки гидротермальных рудных месторождений. Даже классификация последних строится теперь с учетом типа метасоматических преобразований [60].

Учение об околорудных метасоматитах имеет своим объектом исследования гидротермально измененные породы, возникшие путем замещения первичных пород, их состав и строение, зональность и характер залегания, а также геологические и физико-химические условия образования. Формирование гидротермально измененных пород происходит в результате метасоматического минералообразования, в основе которого лежат свои особые закономерности, отличные от закономерностей образования интрузивных и метаморфических пород, эффузивов или рудных жил выполнения.

В отличие от интрузивных горных пород для метасоматитов обычно известен и начальный, и конечный состав, а иногда (в областях современного вулканизма) процесс гидротермальной переработки удается наблюдать непосредственно на месте во всей его полноте и последовательности. В ряде случаев для метасоматитов известен бывает состав растворов и физико-химические параметры процесса. Гидротермальные преобразования пород сравнительно легко воспроизводятся в экспериментальных условиях, вследствие чего генезис

их в отличие от массивных пород почти всегда может быть установлен достаточно определенно.

От метаморфических горных пород околорудные метасоматиты отличаются рядом важных признаков: более четкой зональностью развития, значительным изменением валового химического состава, преимущественной приуроченностью их к регрессивной стадии постмагматических процессов, значительным изменением пористости и т. д. Непременным условием метасоматического преобразования является обычное сохранение объема и совмещение процессов растворения и осаждения путем замены одних компонентов другими.

Однако в настоящее время объекты исследования учения об околорудных метасоматитах еще недостаточно конкретизированы. Некоторые исследователи не проводят четкого разграничения между метасоматитами и продуктами регионального метаморфизма и даже ультраметаморфизма и гранитизации, тем самым чрезвычайно усложняя проблему. Нерациональность такого расширения понятия метасоматизма нашла уже свое отражение в ряде работ. Так, Д. С. Коржинский [52], высказываясь против включения в число метасоматических процессов явлений замещения с переходом в расплавленное состояние, указывает на нежелательность расширения понятия метасоматизм. Несколько неопределенно положение гипергенных метасоматических пород, развивающихся нередко в околорудном пространстве. Однако, учитывая, что формирование их контролируется особыми факторами, в частности физическим выветриванием и гидрогеологическими условиями, нецелесообразно относить к околорудным метасоматитам продукты экзогенных процессов, и в частности изменение боковых пород при окислении сульфидных месторождений.

Очевидно, неправильна и другая крайность — ограничивать предмет изучения лишь околосильными гидротермально измененными породами, исключая из рассмотрения породы зон приконтактового выщелачивания, площадного щелочного метасоматоза и т. д., т. е. те образования, которые обычно не связаны непосредственно с рудой, а свидетельствуют лишь об интенсивности постмагматических изменений. Следовательно, наиболее правильно понимать под объектом исследования учения об околорудном метасоматизме постмагматические измененные породы, возникшие в заключительные стадии процессов, ведущих к образованию рудных жил путем замещения в твердом состоянии первичных пород в результате воздействия эндогенных или активизированных надкритических, а также гидротермальных растворов, обогащенных теми или иными петрогенными и рудными компонентами.

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ УЧЕНИЯ ОБ ОКОЛОРУДНОМ МЕТАСОМАТИЗМЕ

Любая наука или отрасль знания в своем развитии проходит несколько стадий: описания и накопления фактического материала, обобщения и разработки единой теории, переосмысливания факти-

ческого материала и инженерного приложения. Учение об околорудных метасоматитах как наука в первую четверть текущего столетия характеризуется преимущественно описательным развитием, фиксацией разрозненных наблюдений, первыми попытками обобщения на основании достижений смежных наук.

Научные основы учения об околорудных метасоматитах заложены В. Линдгреном, опубликовавшим в 1901 г. обстоятельную работу о метасоматических процессах в рудных жилах [117]. Следует отметить, что практическое использование околорудных пород как поисковых признаков началось значительно ранее и восходит к временам древних рудознатцев. В отечественной же геологической литературе имеется примечательная публикация достаточно крупного геолога начала прошлого столетия Соколовского «Об изменении горнокаменных пород в прикосновении с рудными толщами».

Большой вклад в изучение околорудных пород в начале текущего столетия внесли В. М. Гольдшмидт, Е. С. Федоров, А. Н. Заварицкий. В этот период выполнены такие работы, как первое описание вторичных кварцитов [100], изучение изменений боковых пород Зыряновского месторождения [30], а позднее — скарнов горы Магнитной [31], исследование процессов контактового изменения [21] и, наконец, исследования В. Линдгрена, и особенно его специальная публикация, посвященная метасоматизму [118].

Качественный скачок в развитии учения о метасоматитах происходит в 30-е и 40-е годы, когда интерес к околорудным измененным породам значительно возрос как за рубежом [125, 108, 123, 127], так и в нашей стране, где наряду с общим расширением фронта геологоразведочных работ началось планомерное изучение важнейших рудных формаций и сопровождающих их пород: вторичных кварцитов, серпентинитов, березитов, боковых пород колчеданных, медных и других месторождений [4, 31, 48, 61, 66, 70 и др.]. В работах рассматриваемого периода фиксируется и обобщается фактический материал и создаются предпосылки для разработки вопросов теории.

На основе применения методов физической химии и основной классификационной единицы — понятия «минеральная фация» [112] — разрабатываются вопросы подвижности компонентов и основные закономерности сосуществования метасоматических минеральных фаз [21, 48].

В предвоенные годы конкретизировались объекты и методы исследования, определились их задачи и возможности, наметились отправные моменты и пути разработки теории, а также со всей отчетливостью выявилось большое значение околорудных пород как указателей направленности процессов. Таким образом, были заложены основы учения о метасоматитах как самостоятельной отрасли геологических знаний. Все это дало основание советским ученым уже в 1938 г. поставить вопрос о преподавании в вузах специального учебного курса [71] по околорудному метасоматизму. Этот же вопрос неоднократно обсуждался и позже [102].

Выдающаяся роль Н. И. Наковника — старейшего энтузиаста и неустанного пропагандиста учения о метасоматизме — должна быть отмечена специально. Всю свою научную работу в течение нескольких десятилетий он посвятил изучению различных формаций околорудных метасоматитов. Им выдвинута, детально изучена и монографически описана формация вторичных кварцитов, поставлен вопрос о самостоятельности формации аргиллизированных пород, внедрена в практику объемно-окисная система пересчетов состава «с учетом пористости».

Чрезвычайно интенсивно продолжает развиваться изучение метасоматических пород в послесоветский период, когда суммируется и обобщается фактический материал об околорудных метасоматитах [128, 126, 115], изучаются возможности применения учения об околорудных метасоматитах в смежных отраслях геологических наук и разрабатывается единая теория метасоматического минералообразования [49, 52]. Заметным событием этого периода явился выход в свет работы американских геологов под руководством Т. С. Ловринга «Об изменении пород как поисковом признаке на руды в округе Вост. Тинтик» [65].

С предельной ясностью исключительная роль метасоматических пород в петрологии и в рудопоисковом деле была определена в двух крупных отечественных обобщающих работах, коллектива авторов ВСЕГЕИ [45, 61, 72] и коллектива АН СССР [52]. В этих работах указывается, в частности, что важность изучения гидротермально измененных пород определяется не только тем, что они сами нередко являются рудами, но и тем, что при их изучении с исчерпывающей ясностью прослеживаются все этапы формирования метасоматита от первичной неизменной породы до конечного продукта, часто совсем не сохраняющего следов первичной породы.

Несколько раньше (1947 г.) основателем металлогении академиком С. С. Смирновым [91] была высказана ставшая общепринятой мысль о том, что «в понимании процесса образования рудного тела эти породы имеют такое же значение, как и само рудное тело и, пожалуй, даже большее, так как здесь мы знаем вполне определенно и исходный продукт, и конечный . . .» и что «один из основных путей прогресса в исследовании рудных месторождений проходит именно здесь, в области самого тщательного качественного и количественного изучения околорудных изменений».

Такая оценка околорудных пород еще более способствовала привлечению к ним внимания, особенно в нашей стране. В этот период наряду с усиленной разработкой вопросов теории и практики метасоматизма предпринимаются шаги в направлении разработки некоторых вопросов методики, в частности основ парагенетического анализа [54], способов учета миграции вещества при метасоматическом преобразовании [111, 75, 37, 11, 84]. К настоящему времени уже имеется значительное количество сводных работ, как рассматривающих общие вопросы метасоматизма, так и содержащих всестороннюю характеристику важнейших формаций околорудных ме-

тасоматитов. В числе работ, касающихся общих вопросов, наряду с уже указанными капитальными трудами необходимо отметить работы Н. С. Батлера [110], Г. Шварца [127], В. А. Жарикова [27], С. П. Соловьева [93], С. И. Набоко [67].

Среди сводных работ по отдельным формациям околорудных метасоматитов наибольшее количество до недавнего времени было посвящено скарнам. Достаточно полный обзор истории изучения скарнов содержится в работе В. А. Рудника [84]. Формации грейзенов рассматриваются в сводных работах Ив. Ф. Григорьева [24], Н. И. Наковника [72], А. А. Беуса [8, 9] и, наконец, в специальной монографии Д. В. Рундквиста [87]. Формация вторичных кварцитов исчерпывающе охарактеризована Н. И. Наковником [79]; формация пропилитов, включая березиты и листвениты, помимо имеющей уже исторический интерес работы М. Лазаревича описана М. Б. и Н. И. Бородаевскими [12, 13], Н. И. Наковником [72], М. А. Кашкаем [46].

Наименее изученной до последнего времени оставалась формация гидротермальных аргиллитов [74] или аргиллизитов [38], но и по ней теперь есть сводные работы Б. И. Омеляненко [81], Ю. В. Казыцына [43], Г. Т. Волостных [16а]. Вместе с тем большинство работ последнего времени посвящено описанию различных околорудных метасоматитов отдельных регионов. К настоящему времени в той или иной степени охарактеризованы околорудные метасоматиты главнейших рудных регионов СССР и различных генетических типов гидротермальных месторождений [35, 22, 6, 58].

Наконец, последней важной вехой в развитии учения о метасоматизме явился созыв трех всесоюзных конференций по околорудному метасоматизму, состоявшихся в 1963, 1966 и 1972 гг. в Ленинграде, и в 1969 г. в Алма-Ате. На этих конференциях были обсуждены важнейшие разделы теории метасоматизма, конкретных форм проявления метасоматизма, методики изучения околорудных пород, значения их для поисков скрытого оруденения и др. Материалы этих конференций опубликованы и представляют теперь наиболее полную сводку знаний в этой области. В этот же период вышла работа В. А. Жарикова и Б. И. Омеляненко [28], в которой содержится систематическое описание важнейших типов околорудных метасоматитов.

В настоящее время основные достижения учения об околорудном метасоматизме широко используются в геологоразведочной практике.

ОКОЛОРУДНЫЙ МЕТАСОМАТИЗМ В СВЯЗИ С ТЕОРИЕЙ И ПРАКТИКОЙ РУДОПОИСКОВОГО ДЕЛА

Согласно существующим представлениям общие условия метасоматического минералообразования определяются направленным развитием постмагматического процесса, главнейшим контролирующим фактором которого является режим кислотности — щелочности гидротермальных растворов. О закономерном изменении состава гидротермальных растворов в пространстве и во времени имеется достаточное количество данных, чтобы считать его твердо установленным

природным явлением. Наиболее исчерпывающие объяснения этого явления и большинства соподчиненных фактов дает пользующаяся широким признанием гипотеза щелочно-кислотной эволюции гидротермальных растворов, разработанная Д. С. Коржинским [52]. Содержание этой гипотезы обстоятельно изложено в работах как ее автора [52, 53, 55, 57], так и его последователей [28] и состоит в следующем.

Потоки восходящих слабощелочных надкритических растворов, выделяющихся из остывающей и кристаллизующейся магмы, по мере удаления от очага и снижения температуры испытывают уплотнение, конденсацию и последовательно увеличивают кислотность, которая сначала достигает максимума, а затем в силу «кислотно-основного фильтрационного эффекта» снижается. Указанным механизмом и объясняется наблюдаемая в природе последовательная смена щелочных условий метасоматического минералообразования кислотными, а последних в свою очередь щелочными.

Таким образом, ювенильная природа растворов и их направленная эволюция под воздействием внешних термодинамических факторов составляет существо этой гипотезы, в той или иной мере разделяемой большинством исследователей. Обсуждению подвергаются лишь роль активизированных метеорных вод, источники рудного вещества, способы его транспортирования, условия отложения и, наконец, соотношение процесса метасоматических преобразований пород и рудоотложения. В этой части известны резко различные суждения.

Так, ряд исследователей, особенно занимающихся изучением метасоматизма в областях проявления вулканических процессов [1, 32, 69], происхождение гидротермальных растворов частично или полностью связывают с активизацией метеорных вод под воздействием магматических эманаций. Последним отводится преимущественно роль переносчиков энергии, но не вещества, которое заимствуется из боковых пород [98].

Что касается соотношения метасоматических преобразований и рудоотложения, то общепринято рассматривать последнее как составляющее звено общего гидротермального процесса. Соответственно выделяют [27] следующие типы оруденения: одновременного, сопутствующего и сопряженного, наложенного. Такое подразделение с генетической точки зрения требует, по крайней мере, известного уточнения. Так, дорудные изменения, связанные с начальными этапами гидротермального единого процесса, нередко пространственно разобщены с оруденением, вследствие чего тип «наложенного оруденения» характеризует лишь частный случай соотношения метасоматических и рудообразующих процессов. Типы «сопутствующего и сопряженного оруденения», означающие рудоотложение «в результате эволюции тех же растворов, которые вызвали окolorудные изменения», естественно, охватывают и условия рудоотложения, одновременные с формированием какой-либо из зон метасоматической колонки. Таким образом, выделение самостоятельного типа одновременного оруденения нецелесообразно.

Представляется рациональным при рассмотрении какого-либо одного магматического комплекса и генетически связанной с ним серии постмагматических преобразований выделение следующих групп изменений: ранних, или дорудных (преимущественно автосоматических); средних, или рудосопровождающих; поздних, или послерудных. В дальнейшем на конкретных примерах околорудных пород ряда гидротермальных месторождений, генетически связанных с рудоносными магматическими комплексами, будет показано преимущество генетического подхода к подразделению метасоматических образований.

В числе важнейших задач изучения метасоматитов помимо их положения в петрогенном процессе и природы агентов метасоматизма должна быть названа зональность как явление, составляющее главную и столь важную особенность метасоматического породообразования, что справедливо утверждение «нет метасоматитов без зональности!». Однако, несмотря на то что теория метасоматической зональности создана свыше двадцати лет назад [49], до сих пор далеко не для всех формаций метасоматических пород изучены их типовые колонки, не говоря уже о закономерностях изменения зональности в трех измерениях. Последнее особенно важно для использования околорудных пород в прикладных целях для поисков слепых залежей. Обычно рассматриваемая метасоматическая колонка тех или иных измененных околорудных пород представляет собой схему зональности на каком-то одном произвольном горизонте. В лучшем случае она соответствует разрезу околорудных пород, проходящему перпендикулярно (нормально) к плоскости жилы в ее центральной точке, где обычно зональность проявлена наиболее полно.

Вертикальная зональность рассматривается либо в плане глубинности формаций [76], либо в плане смены фаций с глубиной в пределах одной формации [16, 68, 78], либо, наконец, в плане закономерной эволюции в пространстве зональности измененных пород около какого-либо конкретного рудного тела. Исследования первого и второго типа носят обычно характер реконструкций со всеми вытекающими отсюда последствиями в отношении их однозначности, а исследования третьего типа достаточно редки. Так, например, установлено, что на Восточно-Коунрадском месторождении мусковитовый грейзен внутренних зон околорудных пород сменяется с глубиной кварцевым грейзеном, а последний — грейзенизированным гранитом. На Хрустальном месторождении [22], где около кварцевых жил широко проявлены процессы окварцевания, хлоритизации, серицитизации, турмалинизации и карбонатизации, с глубиной наблюдается уменьшение «ореола» серицитизации, преобладание окварцевания, хлоритизации и карбонатизации. Параллельно изменяется качественно и количественно рудоносность жил. Интересный случай вертикальной зональности измененных пород описан В. И. Рехарским [83], которым установлено, что хлоритизация и альбитизация преобладают в верхних частях жил, а серицитизация и окварцевание — в нижних.

К сожалению, количество примеров, где была бы детально изучена вертикальная зональность околорудных пород, весьма невелико и почти полностью отсутствуют случаи исследования одновременного изменения строения колонки по простираанию, падению и восстанию тел. Тем не менее указанные выше и другие примеры показывают, что метасоматическая зональность типовой колонки далеко не полностью отражает все закономерности околорудного метасоматизма. Вследствие этого наряду с типовой, или *нормальной*, колонкой необходимо различать *горизонтальную* колонку как последовательность изменения характера внутренней зоны измененных пород по простираанию жилы, *апикальную* и *донную* колонки как изменение внутренней зоны от экстремальной точки жилы соответственно по восстанию и падению.

К настоящему времени накопилось большое количество примеров, иллюстрирующих выдающуюся роль околорудных пород в обнаружении крупных месторождений и, в частности, рудных тел, не выходящих на поверхность. Так, по околорудным измененным породам открыты многие месторождения цветных и редких металлов в Казахстане, Забайкалье, на Урале и в других районах.

В Северной Америке по околорудным измененным породам открыты свинцовые месторождения Тинтик-Стандарт (штат Юта), крупное молибденовое месторождение Колорадо (Мексика) открыто по окварцованным породам на глубине 250 м.

Многие шеелитовые месторождения различных стран открыты по скарнам, а большинство редкометалльных месторождений — по грейzenам. Гидротермальные аргиллиты (аргиллизиты) являются прямым указателем на эпитермальные месторождения с золото-серебряной, сурьмяно-ртутной и нередко урановой минерализацией. Именно эти измененные породы позволили открыть ряд урановых месторождений на территории нашей страны.

Приведенными примерами далеко не исчерпывается перечень месторождений, найденных по околорудным породам. В настоящее время все без исключения гидротермальные месторождения либо открываются, либо прослеживаются по околорудным породам.

Именно поэтому необходимо знать, каким месторождениям какие околорудные изменения свойственны, какова относительная ширина полос околожильного изменения, какова зональность, последовательность смены зон, какова закономерность изменения зональности с глубиной и по простираанию.

НЕКОТОРЫЕ ПЕТРО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МЕТАСОМАТИЧЕСКОГО МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ

Несмотря на огромное количество исследований околорудного метасоматизма и его продуктов, еще недостаточно сводных работ, рассматривающих вопросы их петрографии, минералогии и геохимии в совокупности. Петрографическое изучение метасоматитов далеко не всегда сопровождается описанием специфики их структур

и текстур. В числе структур и текстур, свойственных метасоматитам, наряду с гранобластовой, порфиробластовой, пойкилобластовой указываются также такие, как реликтовая, ячеистая, сотовая микрочешуйчатая, волокнистая, ленточная, пятнистая, кокардовая и др. Многие еще предстоит сделать в разработке критериев последовательности минерального замещения в метасоматитах, механизма образования псевдоморфоз и условий сохранения реликтов первичных структур. Необходимость выявления типоморфных признаков и разработки номенклатуры структур определяется в первую очередь целями правильного диагностирования фациальной принадлежности метасоматитов и выявления в связи с этим их рудоконтролирующего значения.

Чрезвычайное разнообразие геологических условий образования метасоматитов приводит к тому, что они нередко обладают весьма сложным минеральным составом, далеко не исчерпываемым обычным списком породообразующих минералов магматических или метаморфических пород. Многие из этих минералов еще не включены в элементарные справочники по диагностике, вследствие чего они нередко пропускаются геологами. Минералы метасоматитов подразделяются на несколько групп в соответствии с их количественным содержанием, генетическими особенностями и фациальной принадлежностью пород [79]. Суммируя имеющиеся по этому вопросу данные, можно наметить следующие группы минералов околорудных метасоматитов: 1) типоморфные минералы, указывающие на принадлежность к той или иной фации (корунд, андалузит, серицит, адуляр, каолинит и др.); 2) рудные (касситерит, вольфрамит, шеелит и многие другие в рудных фациях грейзенов; антимонит, киноварь, золото и другие в рудных фациях аргиллизитов и т. д.); 3) породообразующие главные минералы (кварц, мусковит, гранат, пироксен и др.); 4) акцессорные — постоянные примеси (апатит, рутил, ильменит, гематит, иногда пирит и др.).

Помимо перечисленных групп полезно различать реликтовые минералы метасоматитов, оставшиеся от первичных пород. Выделение и изучение последних особенно важно при решении вопросов геохимии и кристаллохимии метасоматитов и слагающих их минералов. Условия формирования метасоматических минералов резко отличаются от условий как магматической кристаллизации, так и кристаллизации в рудных жилах выполнения. Следовательно, минералы околорудных метасоматитов должны отражать эти различия в своей конституции.

К сожалению, мы еще не знаем с определенностью, как изменяется изоморфная емкость минералов в ходе метасоматического преобразования пород: в каких случаях она возрастает и имеются ли предпосылки для рассеяния рудных элементов, в каких уменьшается и обуславливает обогащение метасоматирующих растворов рудным веществом. Ясно, однако, что выяснение этих вопросов имеет непосредственное отношение к решению основных задач рудогенеза, выяснению мобилизационной металлогенической специализации

гидротермальных растворов. Немногочисленные работы в этом направлении [62] как будто указывают на имеющееся в ряде случаев уменьшение изоморфной емкости метасоматических минералов по сравнению с магматическими, что способствует переотложению рудного вещества.

КЛАССИФИКАЦИЯ И НОМЕНКЛАТУРА МЕТАСОМАТИТОВ

Задачи систематики и обобщения, углубленного изучения и прикладного использования метасоматитов, а также номенклатура их требуют разработки рациональной классификации, максимально учитывающей весь комплекс их типоморфных признаков: минералогических, химических, структурно-геологических, генетических и т. д. Очевидно, что всю сумму этих признаков, а также ряд других не менее важных (состав эдукта, глубина формирования, тип замещения) чрезвычайно трудно включить в единую систему, чтобы на этой основе создать универсальную классификацию. Единственный путь построения такой классификации — это использование метода статистического учета с многовходным кодированием.

Решение же задачи в виде двухмерной схемы может иметь лишь частный характер, в ходе которого необходимо абстрагироваться от тех или иных факторов. Поскольку критерий важности факторов определяется целями исследования и субъективными моментами, неизбежно создание многих схем, отражающих те или иные стороны процесса метасоматизма и его продуктов. Поэтому категорические суждения о неудовлетворительности тех или иных схем не всегда могут быть признаны убедительными. Имея в виду указанные обстоятельства, кратко рассмотрим существующие классификационные схемы метасоматизма и его продуктов.

В настоящее время существует по крайней мере пять основных схем классификации и несколько разновидностей в некоторых из них: минералогическая, химическая, генетическая, структурно-геологическая, кристаллохимическая.

Первые две связаны с именами основоположников учения о метасоматизме — В. Линдгрена [117] и В. М. Гольдшмидта [21]. Они получили наибольшее распространение в работах как зарубежных, так и отечественных исследователей [112, 127, 120, 61] и до настоящего времени не претерпели сколько-нибудь значительных изменений. Преимущество этих схем в их простоте и предельной формализации, а недостатки, как это справедливо отмечает В. А. Жариков и Б. А. Омеляненко [28], в «искусственном расчленении взаимосвязанных процессов, т. е. в отсутствии генетического подхода». Последнее, естественно, выявилось после углубления исследований метасоматической зональности.

Генетическая схема классификации существует в нескольких вариантах. Это, во-первых, схема Коржинского — Жарикова [52, 28], в которой метасоматические процессы, характеризующие минераль-

ные фации, сгруппированы по принадлежности их к стадиям щелочно-кислотной эволюции растворов и к материнским формациям магматических пород. В этой классификационной схеме в числе стадий эволюции растворов указаны: а) ранняя щелочная; б) выщелачивания (кислотная); в) осаждения (понижающейся кислотности, поздняя щелочная); г) заключительная (остаточных нейтральных растворов). Такое подразделение заметно отличается от первоначально принятого Д. С. Коржинским, но поскольку «выделение стадий всегда останется в известной мере условным» [28], принимается четырехчленное деление, более строго отвечающее «наблюдаемым геологическим соотношениям».

Строгость и стройность этой схемы выдвигает ее в число наиболее совершенных, но неоднозначность выделения стадий и неопределенность подчас материнских источников являются несомненными ее недостатками. Другими словами, и горизонтальная и вертикальная «шкалы» схемы не обладают полной однозначностью. В частности, существует мнение [105], что при классификации метасоматических процессов целесообразно выделять иной ряд стадий эволюции гидротермальных растворов: 1) высокотемпературная щелочная; 2) среднетемпературная щелочная; 3) кислотная с подстадиями: высокотемпературного умеренного выщелачивания, энергичного высокосредне-низкотемпературного выщелачивания, средне-низкотемпературного умеренного выщелачивания; 4) низкотемпературная щелочная.

Учитывая эти обстоятельства, а также принимая во внимание желательность отражения состава эдукта (параметра обычно более однозначного, чем формационная принадлежность родоначальных магм), мы предложили иной макет классификационной схемы. В этой схеме входными данными также являются стадии эволюции растворов с указанием кислотно-щелочного начала и, кроме того, «состав эдукта» с выделением трех групп пород: основные и ультраосновные; средние и кислые; щелочные и карбонатные. Количество выделяемых стадий принято равным пяти: ранняя щелочная, ранняя кислотная, средняя щелочная, поздняя кислотная, поздняя щелочная [40], или в соответствии с представлениями Д. С. Коржинского [57] — четырем (табл. 1).

Совершенно иной подход к генетической классификации метаморфических и метасоматических пород намечен Н. П. Семененко [90]. В его схеме метасоматические формации подразделяются по следующим двум параметрам: химическому составу (изохимические ряды) и генетическим условиям их метаморфического преобразования (изофизические ряды). По этой классификации, например, серицитолиты (березиты) относятся к алюмосиликатному изохимическому и гидротермалитовому изофизическому рядам. Эта схема характеризуется своеобразием понимания генетического подхода. Преимущества ее в том, что в ней соединены и метасоматические и метаморфические породы; однако использование ее при изучении метасоматитов затруднительно.

Схема классификации формаций околорудных метасоматитов

Исходные, или материнские, породы	Стадии изменяющейся кислотности (по Д. С. Коржинскому [57])			
	Ранняя щелочная	Кислотного выщелачивания	Поздняя щелочная	Заключительная
Ультраосновные и основные	Эгириниты	Скарны, грейзены (?)	Листвениты, серпентиниты	Нет данных
Средние и кислые	Ортоклазовые метасоматиты и маршуполиты, скарны	Грейзены, вторичные кварциты	Оксеталиты (березиты), аргиллизиты	Пропилиты, цеолитизированные породы
Щелочные и карбонатные	Фениты, скарны	Карбонаты (?), скарны	Карбонаты, доломиты	Нет данных

Структурно-геологическая классификация метасоматитов предложена С. П. Соловьевым [93] и Н. И. Наковником [76]. В первой из этих схем учитываются глубина формирования и состав материнских пород, с которыми генетически (или парагенетически) связаны те или иные метасоматические и метаморфические породы. Оригинальность схемы С. П. Соловьева в том, что в ней впервые обращается внимание на важную роль глубины формирования метасоматитов и преимущественную принадлежность их к тем или иным геологическим эпохам.

Структурно-геологическая классификация Н. И. Наковника опирается на подразделение метасоматитов по классическим формациям (вторичные кварциты, грейзены и т. д.) с указанием интервалов кислотности их образования и исходных пород, а также по глубине формирования, в чем и состоит ее сходство со схемой С. П. Соловьева. В схеме глубинности Н. И. Наковника, являющейся и основой классификации, формации метасоматитов расположены в порядке возрастания средних величин рН их формирования, так как «этот признак более измерим, чем температурный». Наряду с подкупающей простотой этой схемы она не безупречна в том отношении, что не вскрывает генетического взаимоотношения между формациями и формаций с направленностью эволюции растворов.

Наконец, необходимо отметить принципиально иной подход к подразделению метасоматитов [37], в основе которого лежит анализ метасоматического замещения и возможность выделения «кристаллохимических» типов метасоматитов: замещение с избытком объе-

ма твердых фаз (суперкомпенсированные метасоматиты), замещение с компенсацией дефекта объема за счет «освобожденных» компонентов (автокомпенсированные), замещение с компенсацией дефектов объема за счет «осажденных» компонентов (аллокомпенсированные) и замещение без компенсации объема (акомпенсированные). Подобный подход сулит известные перспективы в анализе объемных, вещественных и энергетических соотношений, но требует (с точки зрения использования в целях классификации) дальнейшей разработки. Подробно кристаллохимические типы замещений рассматриваются ниже.

Таким образом, анализ существующих схем классификации показывает, что в основу их кладется по крайней мере восемь различных факторов: минеральный состав продуктов, химизм ведущего замещения, щелочно-кислотная эволюция растворов, распределение по возрасту, распределение по глубине формирования, состав исходных пород, ступень метаморфизма, механизм замещения. Эти факторы отличаются разной масштабностью: одни из них при очевидной предпочтительности (в смысле познания генезиса) не отличаются вместе с тем однозначностью, другие при полной однозначности (исходный или конечный состав) дают недостаточно информации о генетической взаимосвязи между собой или с материнскими источниками.

Поэтому в данное время нет оснований говорить о безусловной предпочтительности какой-либо из классификационных схем, и вопрос о разработке рациональной схемы остается в числе наиболее актуальных. Более того, имея в виду указанную сложность проблемы и возможность различного подхода к ее рассмотрению, целесообразно в решении конкретных вопросов прибегать к различным классификационным схемам. Так, в номенклатуре фаций метасоматических пород ведущим остается минералогический признак. Опыт выделения новых фаций однозначно свидетельствует об этом: по типоморфному минералу дается наименование зонам колонки или фациям; например, зона сванбергитизации [39] и т. д. При анализе генетически связанных рядов метасоматитов неизбежно приходится рассматривать стадии щелочно-кислотной эволюции, состав исходных пород, характер материнских магм и глубинность формирования.

Ниже на примере околорудных метасоматитов различных формационных типов будет показано использование указанных критериев в прикладных целях.

НЕКОТОРЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ТЕОРИИ
МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

Метасоматическое минералообразование — это прежде всего результат химического взаимодействия вещества горных пород с минерализованными гидротермальными растворами в естественных условиях геологической среды. Этими процессами управляют законы физической химии, но не в их классической форме, разработанной и апробированной в лабораторных условиях, а учитывающие такие важные факторы, как обязательную необратимость геологических процессов, открытость природных систем и широкое вещественное взаимодействие систем с внешней средой. Поэтому, как справедливо указывает Д. С. Коржинский [56], «простое приложение к геологии физико-химических идей и принципов, даже основанных на специальных экспериментах, не дает хороших результатов». Необходимо, учитывая специфику природных условий, вносить коррективы и даже разрабатывать и решать новые, необычные для лабораторной практики, проблемы.

Геологические наблюдения показывают, что продукты метасоматизма характеризуются появлением устойчивых минеральных ассоциаций, закономерно связанных с составом исходных пород зональностью размещения в пространстве тех или иных фаций, приуроченностью определенных групп рудных месторождений к определенным типам метасоматических пород, устойчивыми связями формаций метасоматитов с формациями магматических горных пород и, наконец, с этапами тектоно-магматических циклов. Эти обстоятельства определяют главные пути развития теории метасоматических процессов, среди которых физико-химические аспекты являются важными, но далеко не единственными.

Теория метасоматических процессов, разработкой физико-химических основ которой наука обязана почти исключительно Д. С. Коржинскому, должна включить также проблемы историко-геологические, металлогенические, минералогические и геохимические. Главные проблемы теории метасоматических процессов следующие:

- а) метасоматическая зональность, ее типы, механизм возникновения и метрика метасоматических колоннок;
- б) фациальный анализ, учет миграции вещества, объемно-энергетические соотношения фаций;
- в) формационный анализ в связи с оруденением;
- г) природа и эволюция метасоматических растворов и рудного вещества;
- д) цикличность метасоматических процессов в связи с тектоно-магматической деятельностью.

Теория метасоматических процессов основывается, с одной стороны, на физико-химических законах и экспериментальных исследованиях, с другой — на таких закономерностях, которые получены из практики геологического изучения метасоматитов и носят характер постулатов, т. е. обобщений опыта, опосредованных прямыми наблюдениями. Следствия, вытекающие из этих постулатов (законов), обычно доказываются теоретически или экспериментально. Некоторые из этих постулатов известны давно (закон Линдгрена, правило Гесса — Ферсмана), другие введены позже (термодинамическая равновесность метасоматических систем [51]). Они суммированы в ряде работ [38, 44] и в настоящее время могут быть сформулированы в следующем виде.

1. Метасоматизм происходит под воздействием просачивающихся или диффундирующих растворов, он осуществляется путем одновременного растворения и осаждения вещества без нарушения сплошности пород.

2. Объем породы в ходе метасоматического замещения остается постоянным.

3. Постмагматический окологорудный метасоматизм происходит в регрессивных условиях.

4. Метасоматическая порода и поровый раствор в пределах каждого элементарного объема представляют собой термодинамически равновесную систему.

5. Объемный, вещественный и энергетический эффекты метасоматического замещения определяются составом исходной породы и общим химизмом процесса, но не зависят от путей и способов преобразования.

Рассмотрим более подробно эти постулаты и вытекающие из них следствия.

1. Метасоматизм происходит под воздействием просачивающихся или диффундирующих минерализованных растворов; он осуществляется путем одновременного растворения и осаждения вещества без нарушения сплошности пород.

Следствие первое: химические компоненты в метасоматизирующем растворе находятся в ионной форме, а механизм замещения состоит в ионной перегруппировке с удалением одних и привнесом других ионов.

Следствие второе: предпочтительными методами пересчета химических анализов и количественного учета миграции вещества являются атомно-ионные методы.

Указанные следствия вряд ли требуют пояснения, так как не только общие теоретические соображения, но и непосредственные наблюдения в областях современной гидротермальной деятельности указывают, что в ходе «обеления» породы не меняют агрегатного состояния, а химические компоненты находятся в метасоматирующих агентах в диссоциированной (элементарно-ионной или комплексно-ионной) форме. Соображение об ионном характере переноса

и отложения вещества важно еще и в том отношении, что позволяет поставить вопрос о роли природных электрических полей в направленности перемещения компонентов.

2. Объем породы в ходе метасоматического замещения остается постоянным (закон Линдгрена). Этот закон (или правило) имеет исключение, состоящее в том, что в случае интенсивного метасоматизма происходит процесс метасоматической усадки (контракции по Д. С. Коржинскому).

Закон Линдгрена, постулирующий постоянство объема при метасоматическом замещении, предопределяет необходимость анализа химизма метасоматических реакций как процессов изообъемных, протекающих в условиях сохранения суммарного геометрического объема породы. При этом относительные объемы того или иного псевдоморфного ряда замещения могут изменяться, но только в рамках первичного объема исходной породы. Поэтому при изучении химизма метасоматических процессов применяются методы «с учетом пористости», намеченные В. Линдгреном [117] и особенно энергично популяризовавшиеся Н. И. Наковником.

В дальнейшем было разработано много методов пересчетов, в той или иной форме учитывающих пористость. Особенно широкое распространение после работ В. Г. Боголепова [10], Ю. В. Казицына [38], и особенно В. А. Рудника [84, 85], Ю. В. Казицына и В. А. Рудника [44], получил атомно-объемный метод или система пересчетов. Сущность этого метода (подробнее см. гл. III) состоит в сопоставлении состава метасоматических пород и количественных эффектов реакций замещения по числу атомов в стандартном объеме ($1 \cdot 10^{-20}$ см³), которое находится по формуле $N = KdP$, где K — коэффициент, постоянный для каждого вида атомов; d — объемный вес породы; P — содержание окисла, вес. %. С помощью атомно-объемной системы пересчетов достаточно просто, используя специальные таблицы [44], можно определить абсолютное и относительное перемещение вещества при метасоматизме, наметить ряды привноса — выноса элементов и определить в итоге последовательность перехода компонентов в подвижное состояние.

3. Послематический околорудный метасоматизм происходит обычно в регрессивных условиях. Из этого закона вытекают три важных следствия: а) согласно правилу Ле Шателье при околорудном метасоматизме преобладают экзотермические реакции; б) наиболее устойчивы те минеральные ассоциации, внутренняя энергия которых минимальна; в) возможно осуществление таких процессов метасоматического замещения, которые, являясь самовозбуждающимися, имеют характер цепных реакций.

Действительно, вследствие того что большинство постмагматических процессов метасоматического замещения происходит в условиях завершившейся консолидации и начинающегося охлаждения магматических тел, когда общее теплосодержание системы падает, протекают преимущественно такие реакции, которые «стремятся» компенсировать убыль энергии. Энергетический эффект таких «авто-

компенсирующих» реакций может быть меньше, равным или больше убыли энергии, происходящей за счет теплообмена с окружающими породами. В этом последнем случае в отдельных участках возможен прогрессивный ход процесса, протекание самопроизвольных реакций и развитие метасоматоза за счет сил, обусловленных перераспределением внутренней энергии.

Приближенная оценка энергетики метасоматического замещения может быть дана на основе объемно-энергетического метода [44]. В основе метода лежит допущение об аддитивности внутренней энергии многофазных метасоматических систем и понятие об удельной внутренней энергии горных пород как суммарной энергии кристаллических решеток минералов в 1 см^3 породы.

При использовании объемно-энергетического метода следует учитывать, что внутренняя энергия в термодинамическом понимании имеет знак «минус», а в кристаллохимии и в физике твердого тела знак «минус» опускается.

4. Метасоматическая порода и поровый раствор в пределах каждого элементарного объема представляют собой термодинамически равновесную систему с вполне подвижными компонентами. Этот закон впервые сформулирован Д. С. Коржинским и понимается как стремление системы к равновесному состоянию.

Следствиями этого закона являются: а) возможность математического анализа минеральных парагенетических ассоциаций на основе правила фаз Гиббса с использованием графических диаграмм состав — парагенезис; б) принцип дифференциальной подвижности компонентов при метасоматизме, определяющий главные черты зональности метасоматических залежей.

Д. С. Коржинский показал, что термодинамическое равновесие означает не состояние абсолютного покоя в системе (отсутствие всяких реакций), а только существование взаимосвязи между термодинамическими параметрами системы. Если при метасоматизме состав порового раствора, изменяясь с течением времени, немедленно вызывает соответствующие изменения состава породы, то, значит, параметры раствора и породы находятся во взаимодействии и, следовательно, можно говорить о термодинамическом равновесии в каждом отдельно взятом участке (мозаичное равновесие).

Метасоматические породы обычно сложены большим количеством минералов, но если учесть, что многие минералы являются либо ничтожными примесями, либо реликтами первичных минералов, то отчетливо выявится относительная простота состава метасоматических пород. А если еще учесть, что метасоматические породы — это всегда продукты химических реакций в системе поровый раствор — первичная порода, то откроется прямая возможность анализа метасоматитов на основе принципов термодинамики.

Основы термодинамики применительно к минералогии изложены во многих специальных руководствах [47, 14]. Поэтому мы ограничимся лишь тем, что напомним важнейшие определения и положения, которые будут использоваться в дальнейшем изложении.

Поскольку термодинамика в ее геологическом приложении рассматривает закономерности сосуществования минеральных ассоциаций в зависимости от внешних и внутренних условий или факторов состояния систем, следует четко представлять себе физический смысл последних.

Первое начало постулирует сохранность энергии в закрытой системе: $Q = dU + A$, т. е. теплота, сообщенная системе, строго соответствует изменению внутренней энергии ее и работе против внешних сил.

Второе начало утверждает, что в изолированных системах в ходе самопроизвольных процессов отношение Q/T возрастает до максимального для данных условий уровня.

Понятие о внутренней энергии как о главной термодинамической функции является основополагающим в термодинамике, но термодинамика не дает способа вычисления абсолютных значений этих величин.

С другой стороны, в физике твердого тела и в кристаллохимии существуют понятия о внутренней энергии кристаллов или энергии их кристаллической решетки.

В физике твердого тела полной внутренней энергией кристалла называют энергию его кристаллической решетки, уменьшенную на величину поверхностной энергии. Энергия кристаллической решетки — это энергия диссоциации кристалла на составляющие его ионы, а следовательно, и вычисление ее — это вычисление суммарной энергии кристаллообразования. Такой метод расчета называют циклом Борна — Габера. Помимо этого существуют аналитические методы расчета: формула М. Борна, А. Ф. Капустинского (2 способа), Е. А. Ферсмана. Мы не будем рассматривать эти методы, они есть в любом учебнике геохимии. Термодинамика позволяет определять в частных случаях лишь относительные величины внутренней энергии. Делается это следующим образом. Уравнение первого начала записывается в виде $dQ = dU + p dV$. В условиях изохорности процесса $dV = 0$; $dQ = dU$ и, следовательно, по изменению теплового эффекта можно рассчитывать относительную величину внутренней энергии. Следует заметить, что для метасоматических процессов, где $dV = 0$, и в силу изохорности, и в силу того, что мы имеем дело с твердыми веществами, этот метод наиболее приемлем.

В условиях изобарности процесса $dp = 0$. Приращение энергии в этом случае называют теплосодержанием (или энтальпией) и обозначают символом H ($\Delta H = \Delta Qp$). Выводится это уравнение так:

$$dQ = dU + p dV;$$

$$\int_1^2 dQ = \int_1^2 dU + \int_1^2 p dV;$$

$$U_2 - U_1 = p V_2 - p V_1;$$

$$\Delta Qp = (U_2 - p V_2) - (U_1 - p V_1);$$

пусть $(U + pV) = H$, тогда

$$\Delta Q_p = \Delta H.$$

Помимо энтальпии широко используется в термодинамике понятие о изобарном потенциале Z , который равен сумме внутренней энергии, механической работы и теплоты:

$$Z = U + A + Q = U + pV - TS.$$

В термодинамике, и особенно в парагенетическом анализе, широко используется понятие о химическом потенциале μ . Если рассматривать системы не изолированные, а с меняющимся числом молей веществ, то неизбежно в формулах термодинамических функций

присутствует член $\sum_1^m \mu_m dn_m = \mu_1 dn_1 + \dots + \mu_m dn_m$. Эта сумма

призвана учесть тот пай энергии μ , который вносится каждым молеком вещества. Нетрудно показать, что в условиях постоянства Tp для каждого вещества $\mu_m = \left(\frac{\partial Z}{\partial n_m}\right)_{Tp_n}$ аналогично $\mu_m = \left(\frac{\partial H}{\partial n_m}\right)_{Sp_n} = \left(\frac{\partial U}{\partial n_m}\right)_{SV_n} = \left(\frac{\partial F}{\partial n_m}\right)_{TV_n} = \left(\frac{\partial Z}{\partial V}\right)$.

Значит μ — это доля энергий, вносимая каждым молеком данного вещества при постоянстве масс других веществ и общей массы системы. Как и для многих других величин термодинамики, численное выражение μ практически невозможно. Нетрудно показать, что в равновесной системе μ одинаково для всех ее частей, всех фаз.

$$dZ = dZ^1 + dZ^2;$$

$$dZ = (\mu_A^2 - \mu_A^1) dn_m; \quad dZ = 0 \text{ (равновесие);}$$

$$\mu_A^2 = \mu_A^1 \text{ и т. д.}$$

Одним из наиболее важных положений термодинамики является уравнение фазового равновесия. Так, если мы имеем k компонентов, то число минералов (устойчивых фаз), сложенных ими, будет в общем случае больше числа компонентов, но меньше числа произвольных сочетаний из k по 1, \dots , k .

Следовательно, далеко не все возможные сочетания могут быть реализованы, так как условия существования систем — внешние (температура, давление, концентрация растворов) и внутренние (объем, содержание компонентов в минералах) — накладывают ограничения на число сочетаний, реально возникающих в системах. Физические величины, отвечающие этим условиям существования систем, принято называть параметрами состояния и с помощью их описывать термодинамические системы. В простейших случаях анализа термодинамических систем достаточно в качестве параметров состояния рассматривать температуру и давление (или объем), а также концентрации или химические потенциалы компонентов. Можно рассчитать число независимых переменных, определяющих равновесие системы.

В условиях равновесия принято считать, что химические потенциалы равны для всех частей системы, т. е. химические потенциалы каждого компонента равны во всех фазах:

$$\mu_1^1 = \mu_2^1 = \dots = \mu_{\phi-1}^1 = \mu_{\phi}^1;$$

$$\dots \dots \dots$$

$$\mu_1^k = \mu_2^k = \dots = \mu_{\phi-1}^k = \mu_{\phi}^k.$$

Таких уравнений в каждой строке на единицу меньше числа фаз, а количество строк равно числу компонентов. Следовательно, всего будет $k(\phi - 1)$ уравнений; общее число переменных равно $\phi(k - 1)$ или с учетом температуры и давления $\phi(k - 1) + 2$. Следовательно, если теперь из этого общего числа переменных мы вычтем те, которые связаны между собой уравнениями, т. е. число уравнений, то найдем количество независимых переменных n , определяющих равновесие системы:

$$n = \phi(k - 1) + 2 - (\phi - 1)k = \phi k - \phi + 2 - \phi k + k;$$

$$n = k + 2 - \phi \text{ или } \phi = k + 2 - n.$$

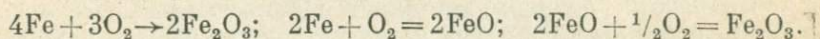
Эта зависимость, известная в термодинамике как правило фаз Гиббса, показывает, что в находящейся в равновесии системе количество устойчивых фаз на 2 единицы больше разности между числом компонентов и числом независимых параметров (степеней свободы).

Рассмотрим особенности применения правила фаз к метасоматическим системам. Пусть мы имеем простейший случай метасоматизма, когда в условиях изменения T и p массы всех компонентов остаются постоянными. Совершенно очевидно, что конечное состояние определяется массами компонентов и T , p , т. е. конечный продукт такого метасоматизма (метаморфизма) определяется $k+2$ независимыми параметрами. Другие характеристики породы — объем породы и минералов, состав — не являются независимыми. Впервые подробно анализ геологических объектов с помощью правила фаз выполнил В. Гольдшмидт. Он обратил внимание на то, что если массы компонентов постоянны, что при метаморфизме бывает нередко, то число степеней свободы равно двум (T , p), и тогда максимальное количество фаз равно или меньше числа компонентов ($\phi \leq k$). Это — так называемое минералогическое правило фаз Гольдшмидта.

Рассмотрим более сложный случай, когда при метасоматизме в условиях независимого поведения T и p в породе сохраняются массы всех компонентов, кроме одного. Окончательный состав, следовательно, будет зависеть от T , p , масс нерастворимых компонентов в исходной породе и от концентрации растворимого компонента в поровом растворе. Следовательно, число факторов равновесия здесь увеличивается на единицу и по сравнению с минералогическим правилом фаз Гольдшмидта максимальное количество возможных фаз уменьшается на единицу: $n = (k - 1) + 2 - \phi$ или $3 = k + 2 - \phi$; $k - 1 = \phi$.

Продолжая это рассуждение, можно вывести заключение, что каждый компонент, перешедший в раствор, вносит в систему степень свободы и уменьшает на единицу число сосуществующих фаз, т. е. $n + k_n = k_n + 2 - \phi$ или $\phi = k_n - k_n + 2 - n$. Следовательно, максимальное количество сосуществующих фаз равно числу инертных компонентов и последовательно уменьшается по мере перехода компонентов в растворимое состояние. Здесь мы подошли к необходимости подразделения компонентов на инертные и подвижные. Из приведенного выше вытекает определение, что инертные компоненты — это те, которые определяют количество сосуществующих фаз, т. е. массы которых являются факторами равновесия. В свою очередь компоненты, массы которых не постоянны, а зависят от состава среды, называются вполне подвижными. Это положение известно как минералогическое правило фаз Коржинского. Оно записывается так: $\phi \leq k_i$ и, уточняя минералогическое правило фаз Гольдшмидта, указывает, что количество устойчивых минералов в метасоматических образованиях зависит только от числа инертных компонентов и не зависит от числа подвижных компонентов.

Рассмотрим простой пример окисления железа:



При этом процессе количество новообразованного вещества определяется количеством железа — инертного компонента, а степень его окисления — химическим потенциалом кислорода, который в свою очередь определяется составом среды. Повышению химического потенциала среды отвечает возрастание степени окисления.

Таким образом, из примера с железом явствует, что при данных T и p вполне подвижные компоненты (их химические потенциалы) определяют минеральный вид и парагенезисы в системе, а инертные компоненты (их массы) определяют количество фаз и их содержание.

В многокомпонентных системах с вполне подвижными компонентами, к которым относятся метасоматические горные породы, максимальное количество минералов равно числу инертных компонентов. Минералогическое правило фаз Гольдшмидта, следовательно, является частным случаем более общего принципа Д. С. Коржинского. Но это справедливо, когда при переходе от исходного состояния к конечному изменились и температура, и давление. Если же один из этих параметров останется постоянным, например давление, то в результирующей породе появится избыток или недостаток объема, т. е. часть пространства исходных минералов окажется незанятой. В таком случае мы говорим, что фактором равновесия является объем. В результирующей породе этот дефект объема будет компенсирован, появится осажденный минерал. Максимальное количество фаз будет $\phi = k_i + 1$.

Подразделение компонентов природных систем на инертные и подвижные и составляет сущность принципа дифференциальной подвижности, который устанавливает, что природные системы

относятся к особому типу термодинамических систем «с вполне подвижными компонентами».

Значение принципа дифференциальной подвижности компонентов в учении о метасоматизме, и в петрологии вообще, чрезвычайно велико. Согласно В. А. Жарикову и Б. И. Омеляненко [28], этот принцип «представляет собой самый общий закон эндогенных (и, по-видимому, экзогенных) процессов. Он лежит в основе теории метасоматических процессов».

5. Объемный, вещественный и энергетический эффекты метасоматического замещения определяются составом исходной породы и общим химизмом замещения, но не зависят от путей и способов преобразования. В основе этого закона лежит минералогическое правило Гесса, которое в формулировке А. Е. Ферсмана [101] звучит следующим образом: «Сочетание минералов, образованных из определенной ассоциации элементов при данной термодинамической обстановке, определено и независимо от генетических путей их образования».

Необходимо заметить, что собственно закон Гесса касался лишь химических реакций, в которых «количество тепла, выделяющегося или поглощающегося при химических процессах, зависит только от начального и конечного состояния системы».

Применение правила Гесса позволяет рассматривать измененные породы как закономерные минеральные ассоциации и строго обосновывать понятие «минеральная фация», формулируемое ныне следующим образом: «Породы, образовавшиеся в столь близких внешних условиях, что связь между химическим составом в отношении инертных компонентов и минеральным составом у них выражается одними и теми же закономерностями, могут быть отнесены к одной фации» [51]. Рассмотренное правило метасоматических процессов, как нетрудно показать, является минералогическим выражением закона сохранения энергии и вещества. Практическое значение этого правила состоит в том, что из него вытекает следствие, определяющее возможность нахождения вещественного, объемного и энергетического эффектов метасоматического изменения при формировании различных фаций без восстановления процесса промежуточного преобразования во всех его деталях.

Схема минерального псевдоморфизма в ее простейшем виде, учитывающем соотношение компонентов A, B, C, \dots, L , слагаемых ими фаз $AB, AC, \bar{B}, \bar{D} \dots$, объемов V_0, V_k, V_n , масс $m_a, m_b \dots$, может быть изображена следующим образом:

$$(AB)_0 \rightarrow (AB)_k; V_0 = V_k \pm \Delta V; m_a^0 \cong m_a^k; m_b^0 \cong m_b^k \dots$$

$$(AB)_0 \rightarrow (AC)_k + D; V_0 = V_k + \Delta V; m_a^0 = m_a^k;$$

$$m_b^0 \cong m_b^k; m_d \geq 0 \dots$$

$$AB \rightarrow BC; AB \rightarrow CD.$$

Для идеального метасоматического процесса, удовлетворяющего условиям дифференциальной подвижности компонентов (от минимальной для A до максимальной для L), при постоянстве геологического объема ($\Delta V_r = 0$) наибольший интерес представляет второе соотношение. При этом в ходе замещения минерала AB с объемом V_0 в числе продуктов в общем случае образуются: инертно-псевдоморфный минерал AC с объемом V_k , освобожденный минерал \bar{B} с объемом V_f и массой m_f и осажденный минерал \bar{D} с объемом V_s и массой m_s . Объемные соотношения определяются равенством

$$V_0 = V_n \pm \Delta V.$$

Дефект объема ΔV либо компенсируется освобожденным, осажденным или, наконец, вытесненным минералом, для которого объем V_c , а масса m_c , либо остается незаполненным ΔV^0 .

Систематическое рассмотрение равенства $V_0 = V_n \pm \Delta V$ с учетом состава и метрики решеток минералов приводит к выводу о теоретической возможности приведенных в табл. 2 соотношений при реакциях образования псевдоморфоз.

ТАБЛИЦА 2

Объемные соотношения при образовании псевдоморфоз

Объемные соотношения	И избыточный, осажденный или освобожденный минерал	Примеры реакций, об. %
$V_0 = \sum V_n$	$V_f = 0;$ $\Delta V \rightarrow 0$	Анортит (100 %) \rightarrow каолинит (99 %) + ΔV (1 %)
	$V_f = 0;$ $V_s = \Delta V$	Сидерофиллит (100 %) \rightarrow ортоклаз (74,6 %) + кварц (25,4 %)
$V_0 = \sum V_n + \Delta V$	$V_f = 0$	Биотит (100 %) \rightarrow пенин (70,8 %) + гематит (5,1 %) + кварц (22,8 %) + ΔV (1,3 %)
	$V_f > 0$	Тремолит (100 %) \rightarrow кальцит (27,7 %) + магнетит (52,6 %) + кварц (67,9 %)
	$V_f < \Delta V$	Биотит (100 %) \rightarrow каолинит (33,7 %) + кварц освобожденный (30,3 %) + кварц осажденный (30,9 %)
$V_0 = \sum V_n - \Delta V$	$V_f = 0; V_c = \Delta V$	Анортит (100 %) \rightarrow альбит (198,5 %)
	$V_f \neq 0; V_c = \Delta V$	Амфибол (100 %) \rightarrow биотит (112,0 %)

Псевдоморфизм без дефекта объема ($V_0 = \sum V_n$) представляет собой редкий случай, и реакция анортит — каолинит является лишь первым приближением к подобной схеме.

Наиболее распространено в природных процессах (особенно средне- и высокотемпературных) образование псевдоморфоз по схеме $V_0 = \Sigma V_n + \Delta V$, когда дефект объема компенсируется освобожденным минералом (компонентом) или осажденным.

Псевдоморфизм по схеме $V_0 = \Sigma V_n - \Delta V$ пользуется подчиненным распространением и особенно характерен для процессов подчеркнуто регрессивной направленности.

Рассмотренные предельные случаи выполнения псевдоморфоз, выведенные с учетом кристаллохимических факторов, в конкретных геологических условиях переработки полиминеральных ассоциаций обычно проявляются совместно, но относительная роль каждого из них может быть различной и обуславливает возможность проявления нескольких типов метасоматического замещения.

Изобразим схему изообъемного замещения породы в виде

$$V_0^i + V_0^m = V_n^i + V_n^m \dots,$$

где $V_0^i = \Sigma V_0$ — суммарный объем первичных инертных минералов; V_0^m — суммарный объем первичных подвижных минералов; $V_n^i = \Sigma V_n$ — суммарный объем инертно-псевдоморфных минералов; $V_n^m = V_c + V_f + V_s + V_0^m$ — суммарный объем метасоматических подвижных минералов.

Учитывая, что в общем случае $V_n^m = V_0^m + \Sigma V_s + \Sigma V_f + \Sigma V_c$, преобразуем это уравнение к виду

$$V_0^i = V_n^i + V_f + V_s + V_c \dots,$$

где V_f — суммарный объем освобожденных минералов; V_s — суммарный объем осажденных минералов; V_c — суммарный объем вытесненных минералов.

Анализ этого равенства с учетом того, что масса инертно-псевдоморфных минералов m_n всегда больше нуля, а m_f , m_s и $m_c \geq 0$, позволяет выделить пять возможных типов метасоматического замещения (табл. 3).

I. Суперкомпенсированные метасоматиты наиболее свойственны завершающим стадиям метасоматического замещения или пропилютовым фациям, а также, вероятно, метасоматитам поздней щелочной стадии.

II. Автокомпенсированные метасоматиты широко распространены в числе околорудных пород завершающих моментов стадии кислотного выщелачивания.

III. Алдокомпенсированные метасоматиты преимущественно наблюдаются в числе продуктов умеренного кислотного выщелачивания в составе внешних фаций грейзенов и внутренних фаций сольфатарно-аргиллизированных пород.

IV. Анхикокомпенсированные и V. Акомпенсированные метасоматиты преимущественно свойственны стадии интенсивного кислотного выщелачивания с участием фтористых соединений (топазовые и топаз-слюдистые грейзены).

Подразделение метасоматитов по типам замещения

Тип замещения	Объемные соотношения	Массы метасоматических минералов	Типы метасоматитов	Примеры метасоматических процессов
I	$V_0 = V_n - V_c$	$m_f \geq 0;$ $m_c > 0;$ $m_s = 0$	Суперкомпенсированный	Каолинит-анкеритовое замещение габбро-диорита
II	$V_0 = V_n;$ $V_0 = V_n + V_f$	$m_f > 0;$ $m_c = 0;$ $m_s = 0$	Автокомпенсированный	Серицитизация и хлоритизация гранит-порфира
III	$V_0 = V_n + V_f + V_s$	$m_f > 0;$ $m_s > 0;$ $m_c = 0$	Аллокомпенсированный	Сольфатарная аргиллизация гранит-порфира
IV	$V_0 = V_n + V_f + V_s$	$m_f > 0;$ $m_s = 0;$ $m_c = 0$	Анхикompенсированный	Кварц-топазовый грейзен по мусковитовому граниту
V	$V_0 = V_n + V_f;$ $V_0 = V_n + V_f + V_s$	$m_f = 0;$ $m_s = 0$	Акомпенсированный	Кварц-топазо-слюдистый грейзен по мусковитовому граниту

МЕТАСОМАТИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

Теория метасоматической зональности разработана Д. С. Коржинским, в соответствии со взглядами которого, суммированными в его монографии [57], приводится ниже ее изложение.

Согласно первому закону метасоматизма различаются два главных способа перемещения вещества в горных породах, насыщенных поровыми растворами: перенос просачивающимися (фильтрующимися) поровыми растворами и диффузия в застойных поровых растворах. Подчиненное значение имеет диффузия в твердом состоянии и электролитическое перемещение вещества. Соответственно различаются два крайних случая метасоматизма: инфильтрационный и диффузионный. При инфильтрационном метасоматизме поровый раствор, насыщенный теми или иными компонентами, в условиях градиента давления на жидкую фазу просачивается сквозь породу, омывая каждое зерно и химически взаимодействуя с минералами.

Для наглядности, если абстрагироваться от ряда факторов, можно сравнить простейший случай инфильтрации с просачиванием капли чернил в сухой промокательной бумаге.

При диффузионном метасоматизме поровый раствор неподвижен и перемещение вещества происходит за счет градиента концентрации

компонентов. Скорость диффузии, а следовательно, и масштабы процессов диффузионного метасоматизма малы по сравнению с инфильтрацией, но именно они выступают на первый план в случае формирования околотрещинных (околорудных) метасоматитов, когда вдоль ослабленного направления происходит инфильтрация, а в стороны — диффузия через застойные поровые растворы. Вместе с тем примечательной особенностью диффузии и принципиальным ее отличием является то, что инфильтрация осуществляется только в одном направлении для всех компонентов, тогда как диффузия индивидуальна для каждого компонента и может происходить в любом направлении, в том числе и в противоположном инфильтрации. Простейшим случаем диффузионного механизма перемещения вещества (для наглядности) можно считать расплывание той же капли чернил на промокательной бумаге, смоченной водой.

Механизм электролитического перемещения компонентов сходен с диффузионным, с тем лишь различием, что он осуществляется в условиях градиента электрического потенциала и соответственно происходит разделение ионов в зависимости от их заряда. Естественно, что электролитическое перемещение вещества может происходить в направлении, обратном как диффузии, так и инфильтрации. Явления замещения минералов с участием электролитических процессов установлены в экспериментальных условиях [96]. Природные примеры таких процессов не описаны, по-видимому, они имеют очень незначительное распространение.

Как известно, количество устойчивых минералов в метасоматической породе закономерно связано с числом компонентов и числом факторов равновесия, т. е. с количествами инертных компонентов n_a, \dots, n_c ; химическими потенциалами μ_f, \dots, μ_k и концентрациями C_f, \dots, C_k вполне подвижных компонентов, а также с температурой, объемом и давлением. При этом участие в числе факторов равновесия химических потенциалов или концентраций, а также объема или давления зависит от типа метасоматического процесса (инфильтрационного или диффузионного), а также от геологических условий. Так, давление в качестве фактора равновесия выступает лишь в том случае, когда оно различно для твердой фазы и для порового раствора.

ИНФИЛЬТРАЦИОННЫЙ МЕТАСОМАТИЗМ

Общее уравнение инфильтрационной метасоматической зональности [57] выводится на основании следующих предпосылок. Предполагается, что в ходе метасоматизма выполняются требования второго и третьего законов метасоматизма: постоянство объема (закон Линдгрена) и условия локального термодинамического равновесия (закон Коржинского). Кроме того, допускается, что явления диффузии компонентов незначительны, а состав породы, пористость (по условию тонкая), фильтрационный эффект и температура постоянны во всем объеме.

В соответствии с принятыми условиями факторами равновесия являются постоянные температура T , объем V и давление p ($T, V, p = \text{const}$), а также переменные в общем случае содержания компонентов в единице объема a, b, c, \dots, k и их концентрации C_a, C_b, \dots, C_k . При этом равновесие определяется числом параметров, равным количеству компонентов. Если в качестве таких параметров взять концентрации компонентов C_a, C_b, \dots, C_k и содержания в единице объема a, b, c, \dots, k , то можно записать уравнение $dm_i/dV_i = \varphi_i C_i$, которое показывает, что элементарное мольное количество компонента i (dm_i), перенесенное с элементарным объемом раствора dV на единицу площади сечения, перпендикулярного к потоку просачивающегося раствора, прямо пропорционально концентрации компонента. Коэффициентом пропорциональности служит коэффициент фильтрационного эффекта, постоянный по условию. Это уравнение в частных производных по расстоянию x вдоль колонки может быть переписано так:

$$\frac{\partial i}{\partial V} = -\varphi_i \frac{\partial C_i}{\partial x},$$

где $i = a, \dots, k$ — содержание компонента в единице объема породы, включая поровый раствор.

Учитывая, что общее количество параметров системы ($C_a, \dots, C_k, m_a, \dots, m_k$) равно $2k$, можно записать $2k$ таких уравнений (по удвоенному числу компонентов), а количество переменных в них (учитывая, что dV и dx общие для всех) будет $2k + 2$. Эти последние два параметра (расстояние от начала колонки и объем просочившегося раствора) естественно принять за независимые переменные. Дальнейшее преобразование общего уравнения путем замены двух переменных x и V одной и позволяет записать уравнение метасоматической зональности в следующем виде:

$$U = \left(\frac{x}{V}\right)_{a, \dots, k}^i = \varphi_a \frac{dC_a}{da} = \dots = \varphi_k \frac{dC_k}{dk}.$$

Анализ уравнения инфильтрационной метасоматической зональности позволяет обосновать ряд выводов. Это прежде всего вывод о том, что при данной исходной породе и данном исходном воздействующем растворе образуется вполне определенная метасоматическая колонка, каждому сечению (каждой зоне) которой отвечает вполне определенный состав породы и раствора. Каждое сечение метасоматической колонки (в силу соотношения $dx/dV = U$) по мере просачивания раствора перемещается с постоянной скоростью, сохраняя постоянными составы породы и порового раствора. По мере просачивания раствора метасоматическая инфильтрационная колонка испытывает только равномерное разрастание, без качественного изменения своих зон.

Если количество просачивающегося раствора постоянно в ходе формирования колонки, то единственной переменной величиной будет x , т. е. прерывное изменение концентраций имеет место только

на границах зон, которые являются фронтами замещения. Каждая метасоматическая зона как геологическое тело как бы нейтральна, а реакция замещения происходит на поверхности их разграничения.

В пределах каждой из зон давление на минералы постоянно, а в различных зонах оно может различаться, что может вызывать перестроение компонентов.

Постоянство концентрации компонентов в пределах зон обуславливает устойчивость состава минералов в пределах зон. Отсутствие минералов переменного состава является важной отличительной особенностью инфильтрационного метасоматизма.

Механизм метасоматического замещения состоит, образно говоря, в приспособлении минерального состава породы к составу воздействующего раствора и в скачкообразном изменении концентрации компонентов на границах зон, что означает последовательный переход компонентов во вполне подвижное состояние. Следовательно, в общем случае число реакционных зон (фронтов замещения) определяется количеством таких переходов, т. е. соответствует числу инертных компонентов в исходной породе, а наименьшее количество метасоматических зон на единицу больше числа инертных компонентов. В общем случае количество зон инфильтрационной метасоматической колонки на 1 или на 2 выше числа входящих в нее минералов.

В результате инфильтрационного метасоматического замещения формируется закономерная ассоциация зон, в которых последовательно сокращается число сосуществующих минералов вплоть до образования мономинеральной породы или пустот выщелачивания, выполненных одним раствором.

На практике рассмотренная идеальная схема осложняется рядом факторов: наличием пустот в породе, неравномерностью состава, строения породы и т. д. При этом число зон колонки чаще приближается к минимальному значению, предусмотренному теорией, а количество минералов может возрасти.

Явления инфильтрационного метасоматизма характерны для региональных процессов преимущественно высоко- и среднетемпературных условий, когда большие массы пород пропитаны растворами, движущимися из зон большого давления в участки пониженного давления. Инфильтрационный метасоматизм связывают вследствие этого преимущественно с эндогенными растворами. Типовыми примерами метасоматизма такого сорта служат гранитизация и автометасоматизм, контактовое выщелачивание, региональные грейзенизация, процилитизация, аргиллизация.

Таким образом, при инфильтрационном метасоматизме в условиях воздействия растворов постоянного состава происходит формирование метасоматической колонки с резко разграниченными зонами. В пределах каждой из зон состав породы и раствора остается постоянным, а при переходе от зоны к зоне резко меняется. Вследствие этого качественный минеральный состав изменяется лишь на границах зон.

По мере просачивания растворов происходит последовательное разрастание зон, образующихся одновременно с замещением внешних зон внутренними и с последовательным уменьшением в них количества минералов.

Скорость разрастания зон метасоматической колонки или, что то же самое, быстрота продвижения фронтов замещения непосредственно зависит от скорости растворения и последующего замещения каждого из минералов. В простейшем случае образования колонки растворения, если исходная порода сложена тремя минералами A , B , D , по мере просачивания раствора, недосыщенного всеми компонентами, будет происходить образование колонки: $Ж | Ж + A | Ж + A + B | A + B + D$. Последовательность зон отвечает растворимостям минералов, а скорость продвижения зон зависит от отношения концентрации насыщения для каждого минерала к концентрации соответствующего компонента в исходном растворе.

Инфильтрационная метасоматическая зональность в случае изобарических условий (замена экстенсивного фактора равновесия V на интенсивный p) характеризуется уменьшением числа сосуществующих минералов на единицу за счет исчезновения «избыточного вполне подвижного минерала». Этот случай достаточно редок, скорее приходится наблюдать частичный вынос избыточного компонента, т. е. сочетание изохорических и изобарических условий на различных стадиях одного процесса.

ДИФфуЗИОННЫЙ МЕТАСОМАТИЗМ

Уравнение простой диффузионной метасоматической зональности впервые выведено Д. С. Коржинским в 1952 г. и затем уточнялось в ряде его последующих работ.

В качестве исходных допущений предполагается, что порода имеет однородный состав и строение, пористость настолько незначительна и равномерна, что ею можно пренебречь, поровые растворы не движутся или просачиваются лишь в направлении, поперечном к направлению диффузии, диффузия компонентов осуществляется лишь в одном и в обратном ему направлении, условия близки к изотермическим, выполняются требования законов Линдгрена (изообъемность) и Коржинского (мозаичное термодинамическое равновесие).

Поскольку при диффузии происходит выравнивание концентраций компонентов во времени при встречном перемещении их на необходимые расстояния, в числе факторов равновесия будут помимо концентраций компонентов в поровом растворе C_a, \dots, C_k и содержаний их в породе a, \dots, k еще расстояние x и время t .

Явления диффузии вещества, как известно, описываются законами Фика. Согласно первому закону

$$\frac{\partial n_i}{\partial t} = -D_i \frac{\partial C_i}{\partial x},$$

т. е. элементарное количество компонента i (dn_i), диффундирующее через единичное сечение пористой породы за время dt , равно коэффициенту диффузии компонента D_i , умноженному на линейный градиент концентрации компонента в растворе dC_i/dx . Если взять частные производные по расстоянию, то получим уравнение второго закона Фика:

$$\frac{\partial i}{\partial t} = D_i \frac{\partial^2 C_i}{\partial x^2}.$$

Это уравнение и является опорным для диффузионного метасоматизма. Оно показывает, что для простейшего случая околотрещинного диффузионного метасоматизма только расстояние x и время t могут рассматриваться как независимые параметры. Это следует из того, что при общем количестве компонентов k имеется k их различных содержаний в минералах единичного объема породы a, \dots, k , кроме того, k их различных концентраций в поровом растворе C_a, \dots, C_k , т. е. общее количество переменных равно $2k + 2(t, x)$, и они связаны k уравнениями приведенного выше вида и k уравнениями взаимной зависимости концентраций вида $C_a^k = f_{a, \dots, k}$; $C_k^k = f_{a, \dots, k}$.

Для простейшего случая околотрещинного метасоматизма, когда краевые условия определяются в исходный момент времени постоянством суммарного содержания каждого компонента в любом сечении породы и фиксированными значениями концентраций компонентов раствора только в исходном сечении, два указанных выше независимых параметра t и x могут быть заменены одним $w = x/\sqrt{t}$. Подстановка соответствующих частных производных, выраженных через новую переменную, в основное уравнение позволяет привести его к виду

$$\frac{\omega}{2} \cdot \frac{\partial i}{\partial \omega} = -D_i \frac{d^2 C_i}{d\omega^2}.$$

Анализ этого уравнения показывает, что, поскольку в условиях многокомпонентной системы в нем только одна независимая переменная, разрастание зон происходит, как и при инфильтрационном метасоматизме, без изменения их состава. Кроме того, для сечения с постоянным значением ω , т. е. для каждого фронта замещения, скорость продвижения обратно пропорциональна корню квадратному из времени и обратно пропорциональна расстоянию.

Продвижение каждого фронта замещения, т. е. в конечном итоге мощность зон колонки, согласно принятым условиям прямо пропорциональна корню квадратному из времени. Этот важный вывод теории хорошо согласуется с геологическими наблюдениями и с экспериментальными данными. Для простейшего случая диффузионной метасоматической зональности, воспроизведенной в экспериментальных условиях аргиллизации, мощности зон m_i изменяются по закону геометрической прогрессии:

$$m_i = m_0 q^{n-1},$$

где m_0 — мощность первой зоны; q — знаменатель прогрессии, в большинстве наблюдаемых случаев приближающийся к 2; n — номер зоны.

Границы между зонами диффузионной колонки должны быть резкими, так как концентрация каждого компонента C_a, \dots, C_f в поровом растворе с изменением расстояния непрерывно изменяется и постоянство отношения концентраций, необходимое для равновесия реакции замещения минерала A минералом F по схеме $A + (f) = F + (a)$, возможно лишь для определенного фронта замещения. Внутри же отдельных зон вследствие непрерывного изменения концентрации компонентов поровых растворов возможно явление переменности состава минералов, нехарактерное для инфильтрационного метасоматизма.

При диффузионном метасоматизме, как и при инфильтрационном, количество сосуществующих минералов обычно на единицу больше числа инертных компонентов, но химического осаждения минералов и обогащения перемещенным компонентом при диффузии не происходит. Это объясняется самим механизмом диффузии — одноплавленным перемещением компонентов из зон с большей их активностью в зоны с меньшей активностью.

Число зон диффузионной колонки, как и при инфильтрационном метасоматизме, обычно на единицу больше количества минералов породы. Это следует из того, что если исходный раствор неравновесен с составом породы в отношении всех ее компонентов, то при каждом межзональном переходе исчезает по одному минералу и количество таких межзональных переходов будет равно числу минералов колонки, а количество зон — на единицу больше.

Таким образом, изотермический диффузионный метасоматизм характеризуется следующими чертами. Метасоматическая колонка сложена резко разграниченными зонами качественно различного минерального состава.

В пределах каждой из зон состав раствора (т. е. концентрации компонентов) непрерывно изменяется. Вследствие этого в пределах каждой зоны происходит непрерывное изменение минералов переменного состава и количественных соотношений минералов. Качественное же изменение состава зон наблюдается лишь на их границах.

По мере просачивания растворов происходит прогрессивное разрастание зон.

Диффузионный метасоматизм распространен повсеместно, но особенно он характерен для локальных явлений околотрепчинного преобразования, т. е. по масштабам он значительно меньше инфильтрационного. Обычно мощность диффузионных колонок измеряется единицами и десятками метров. Весьма характерен диффузионный метасоматизм для околосильных средне- и низкотемпературных изменений боковых пород.

ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ МЕТАСОМАТИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ

Минералогическое правило фаз и принцип дифференциальной подвижности дают возможность использования методов парагенетического анализа для изучения метасоматитов. Сущность парагенетического анализа состоит в теоретическом расчете возможных в данной системе минеральных ассоциаций с последующим изображением протекающих реакций в виде соответствующих уравнений или графически. Он позволяет обобщать закономерность существования тех или иных метасоматических фаций и предсказать возможность и условия их возникновения.

Как указывалось выше, метасоматические процессы в отличие от процессов метаморфизма, для которых, начиная с В. Гольдшмидта и П. Эскола, парагенетический анализ широко используется, характеризуются в общем случае подвижностью более чем двух компонентов и последовательным переходом в подвижное состояние по одному компоненту на каждом фронте замещения. Вследствие этого во внутренних зонах число инертных компонентов снижается до трех и менее. Тем не менее для общего случая парагенетического анализа по формальным признакам выделяется три инертных компонента и в зависимости от их содержания и двух интенсивных факторов равновесия рассчитывается система химических уравнений. В качестве таких интенсивных факторов равновесия принимаются обычно T , p и μ_1, \dots, μ_k . Теория и методика парагенетического анализа метасоматических систем разработана Д. С. Коржинским и подробно описана в ряде специальных руководств [53, 20, 14].

Рассмотрим новый вариант парагенетического анализа — динамический парагенетический анализ, в основе которого лежит составление полиординатных диаграмм химических потенциалов, учитывающих последовательное уменьшение числа инертных компонентов.

В условиях постулируемого постоянства объема и произвольных постоянных, но ограниченных рамками системы T и p , минеральный состав метасоматических пород зависит от содержания инертных компонентов и химических потенциалов вполне подвижных компонентов. В системе химических уравнений, описывающих какой-либо процесс замещения, коэффициенты при исходных и конечных твердых фазах соответствуют содержаниям инертных компонентов, а отношения коэффициентов компонентов, находящихся или перешедших в подвижное состояние, — относительной величине их химических потенциалов.

Так, если в метасоматической системе реагируют a молекул минерала A с n молекулами раствора N , то образуется соответственно b молекул новообразованного минерала B и в раствор переходит m молекул подвижного компонента M , т. е. $aA + nN \rightarrow bB + mM$.

Из этого уравнения легко найти содержания инертных компонентов, а также относительные количества подвижных компонентов, по отношению их числа молекул в левой и правой частях уравнения.

Это отношение в соответствии с законом действующих масс отвечает элементарным приращениям величин химических потенциалов:

$$\frac{n}{m} = - \frac{d\mu_M}{d\mu_N}$$

Это отношение легко изобразить в виде прямой линии на диаграмме в координатах $\mu_N - \mu_M$. Эта прямая будет иметь наклон к осям координат, определяющийся отношением n/m (рис. 1). Абсолютных значений μ_N и μ_M мы не знаем, поэтому начало координат не фиксировано (оси μ_N и μ_M не соединены в начале координат, а линия моновариантного равновесия может быть помещена в любое место диаграммы).

Согласно правилу фаз $n = k_i + \mu - \phi$ при переменных значениях μ_N и μ_M , т. е. при $n = 2$ (в поле диаграммы), число фаз равно количеству инертных компонентов

и соответственно возрастает на единицу на линии моновариантного равновесия и на две единицы в точке (пересечение двух линий). Рассмотренная диаграмма иллюстрирует простейший случай парагенетического анализа с использованием химических потенциалов. Линия моновариантного равновесия разграничивает на ней два поля, в которых устойчивы ассоциации соответственно А и В. В случае парагенетического анализа метаморфических пород, когда,

вообще говоря, абсолютно подвижны только вода и углекислота, поля дивариантного равновесия отвечают, как принято считать, фациям, т. е. в пределах всей метаморфической системы качественный характер подвижности компонентов сохраняется, а фации — это результат количественных вариаций подвижности компонентов.

Иначе обстоит дело в случае метасоматизма. В метасоматических колонках качественное изменение подвижности компонентов происходит на границе каждой из зон, т. е. при каждом прогрессивном межзональном переходе один компонент переходит в подвижное состояние. Если с учетом этого обстоятельства рассмотреть простейшую диаграмму химических потенциалов, то можно обнаружить, что она действительна только для одной зоны. Поля устойчивости минеральных ассоциаций отвечают вариациям этой зоны (этой фации) в пределах количественного изменения химических потенциалов. Ассоциации же других зон колонки не могут быть выведены или предсказаны с помощью такой диаграммы.

Следовательно, метасоматиты характеризуются более глубоким качественным различием генетически связанных геологических тел.

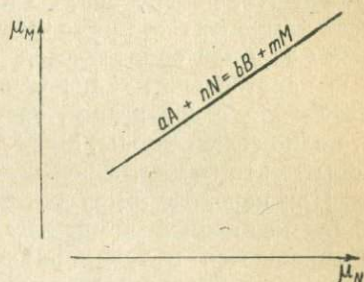


Рис. 1. Простейший пример диаграммы химических потенциалов.

Для каждой зоны как фации допустимы вариации состава в пределах количественного изменения химических потенциалов. Каждая диаграмма химических потенциалов, характеризующаяся условием $T, p, k_i, \dots, k_m = \text{const}$ действительна только для одной зоны, одной фации и ее субфаций. Колонка в целом суть закономерная ассоциация фаций, т. е. геологическое проявление формации. Для парагенетического анализа всей колонки необходимо строить серию диаграмм с учетом последовательного перехода в подвижное состояние инертных компонентов.

Изменение помимо химических потенциалов также одного из основных параметров (T, p) приводит к переходу к другой ассоциации фаций, к другой формации.

Рассмотрим трехмерную колонку, относящуюся к окколорудным породам какой-либо формации, например аргиллизитов. Для этой формации характерны условия $T = 50 \div 360^\circ \text{C}$; $p \approx 100$ ат. Рассмотрим внешнюю зону. Она формируется в условиях инертности всех компонентов, кроме CO_2 и H_2O . Соответственно число минеральных фаз в ней определяется инертными компонентами, а минеральные парагенезисы — подвижными. Если вынести парагенезисы на p — T - или μ -диаграмму, то увидим, что каждое поле диаграммы — это одно сечение зоны, а вся диаграмма — это одна зона, т. е. сечение зоны — это фация, а зона — это сочетание фаций.

При переходе к другой, более внутренней зоне прибавляется еще один подвижный компонент, один фактор равновесия. Диаграмма превращается в трехмерную, а на разворотах ее (на проекциях) можно изобразить двухкомпонентные ассоциации. По аналогии с предыдущим, одно сечение — это фация, а вся зона — это сочетание фаций, но построенное сложнее; возможности вариации здесь большие.

При переходе к каждой следующей зоне размерность диаграммы еще возрастает, возрастает и вариантность системы. Но все равно зона продолжает оставаться сочетанием фаций.

Таким образом, при переходе от зоны к зоне размерность диаграммы возрастает, возрастает и вариантность парагенезисов, в то время как число фаз уменьшается.

Другое обстоятельство: в поле одной фации по определению интенсивные параметры T и p постоянны (или изменяются в конечных пределах μ). Мы же рассматриваем переход в подвижное состояние какого-либо компонента. Следовательно, мы рассматриваем как бы межзональный переход.

МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ ОКОЛОРУДНЫХ ПОРОД

Многообразие геологических условий нахождения метасоматитов, их сложность и кажущаяся индивидуальность в каждом конкретном случае затрудняют разработку универсальной схемы их изучения. Однако с уверенностью можно сказать, что рациональный комплекс методов должен предусматривать возможность решения таких вопросов: 1) выяснение морфологии метасоматитов; 2) установление закономерностей пространственного размещения фаций (горизонтальная и вертикальная зональность и соотношение с оруденением); 3) уточнение характерных черт минеральных парагенезисов; 4) изучение направленности миграции и осаждения вещества; 5) выявление особенностей энергетики преобразования; 6) исследование распределения элементов-примесей; 7) создание теоретической и экспериментальной моделей метасоматического процесса.

Иными словами, изучение метасоматитов складывается из суммы составляющих: полевых геолого-минералогических наблюдений и предварительной их интерпретации, петрографо-минералогических, петрохимических и геохимических исследований и, наконец, построения теоретической модели метасоматического процесса на основе методов термодинамического анализа минеральных ассоциаций.

Итогом изучения метасоматитов является обоснование выводов об их генезисе и прикладное использование этих выводов. Критерием правильности выводов служит совпадение теоретических схем с природными данными. Такой путь исследования «от частного к общему» является наиболее строгим и правильным, хотя и наиболее сложным. Следует заметить, что столь же правомерен иной путь исследования «от общего к частному», широко используемый представителями физико-химического направления в петрологии.

МЕТОДИКА ПОЛЕВОГО ГЕОЛОГИЧЕСКОГО И КАМЕРАЛЬНОГО ИЗУЧЕНИЯ МЕТАСОМАТИТОВ

Главная задача полевых геологических наблюдений над метасоматитами заключается в установлении закономерностей распространения их в пространстве (морфологии тел) и взаимоотношения с другими геологическими образованиями, в выделении элементов зональности и характерных особенностей смены минеральных парагенезисов.

Полевое изучение околорудных метасоматитов проводится в большинстве случаев либо в горных выработках, либо с использованием керна разведочных скважин. Последнее более предпочтительно, так как позволяет вести наблюдения при дневном освещении, что особенно важно для установления зональности. В условиях все

более широкого использования в разведочных целях колонкового бурения керн становится главным источником информации об околорудных измененных породах.

Опыт показывает, что наблюдения по естественным обнажениям горных пород пригодны лишь при изучении метасоматитов регионального распространения и почти непригодны для изучения околорудных пород, особенно средне- и низкотемпературных жильных месторождений.

Повышенная требовательность к качеству документации, к скрупулезности геолого-минералогических наблюдений, тщательности отбора проб, внимательности при их обработке составляет характерную особенность полевых наблюдений при изучении метасоматитов. Несоблюдение этих условий — главный источник грубых промахов и ошибок, неправильных суждений и выводов.

Рассмотрим поэтапно методику полевых геолого-минералогических исследований околорудных метасоматитов.

ОЗНАКОМЛЕНИЕ С ОБЪЕКТОМ ИССЛЕДОВАНИЯ

Приступая к изучению околорудных пород какого-либо месторождения, мы обычно ставим перед собой несколько задач: во-первых, познание данного типа метасоматического процесса; во-вторых, выяснение вопросов генезиса конкретного месторождения; в-третьих, выявление тех или иных поисковых критериев. Следовательно, для успеха исследования необходимо не только знать в общих чертах геологическое строение месторождения или изучаемой его части, но и отчетливо представлять геометрию рудных тел и горных выработок.

Первым этапом геолого-минералогических работ является ознакомление с детальной картой поверхности, схемой расположения горных выработок (главным образом скважин), с погоризонтными планами и разрезами. На основании этих данных составляется рабочая схема типа эскизной блок-диаграммы или, в крайнем случае, проекции на вертикальную плоскость точек подсечения жилы скважинами или подземными горными выработками. Удобно составлять эскизную блок-диаграмму (на отдельном листе миллиметровой бумаги) и схематическую проекцию на вертикальную плоскость (в пикетаже).

На эскизной схеме намечается, какие из скважин или горных выработок желательно использовать для детального изучения и какие из них доступны наблюдению. Рекомендации общего порядка здесь таковы: в общем случае минимально необходимым является изучение 5 разрезов по «конвертообразной» схеме: в центре, на флангах, в апикальной и донной частях. При наличии большого количества подсечений сгущение сети разрезов осуществляется по той же схеме (на флангах и в направлении к центру).

Следует заметить, что густота сети разрезов должна определяться интервалами горизонтальной и вертикальной зональности. Этот

«интервал зональности» пока еще не известен для околорудных метасоматитов той или иной формации. Ниже на примере ряда месторождений будет сделана попытка его количественной оценки для типовых случаев. Непосредственно в полевых условиях решить этот вопрос обычно не удается.

После составления эскизной схемы следует детально ознакомиться с материалами рудничной документации выбранных участков подземных выработок или разведочных скважин, обратив особое внимание на интервалы подсечения рудных тел и околорудных пород. Полезно изготовить выкопировки интересующих интервалов. Желательно при этом располагать также материалами опробования рудных тел. Необходимо иметь в виду, что уже материалы рудничной документации в ряде случаев могут пролить свет на закономерности метасоматической зональности, хотя околорудные породы нередко остаются за пределами внимания рудничных геологов.

Наконец, последний этап подготовительной работы — ознакомление на местности с объектом исследования, расположением рудных тел, вскрывающих их горных выработок, а также керна на кернохранилище, где выясняется расположение, сохранность и доступность интересующих нас разрезов. В сложных случаях неудовлетворительного хранения керна приходится составлять план-схему размещения ящиков керна, уточнять их маркировку и т. д.

ГЕОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ НАБЛЮДЕНИЯ И ДОКУМЕНТАЦИЯ РАЗРЕЗОВ ОКОЛОРУДНЫХ ПОРОД

После того как создалось четкое пространственное представление об изучаемом рудном теле и определилось необходимое количество детальных разрезов, приступают к их документации. В подавляющем большинстве случаев разрезы составляют по керну скважин, реже по подземным или открытым горным выработкам. В случае использования керна он раскладывается для всего изучаемого интервала измененных пород. При этом даже такие мелочи, как строгая последовательность расположения ящиков, могут иметь немаловажное значение для быстроты и качества документации. Затем начинается систематический, буквально дециметр за дециметром, осмотр керна и выявление характера смены минеральных ассоциаций. В процессе просмотра, как хорошо знают все занимавшиеся документацией измененных пород геологи, желательно иметь под рукой ведро с водой, так как на смоченной поверхности керна значительно отчетливей видны все тонкости строения изучаемых пород.

Параллельно с просмотром керна составляют детальный разрез и отбирают необходимое количество штучных проб. Это наиболее ответственная операция полевых наблюдений над измененными породами. Дело в том, что опробование «по сетке», как показывает

практика, совершенно недопустимо. Оно неизбежно приведет либо к ненужному увеличению числа проб, либо к пропуску важнейших элементов зональности. Количество образцов, которые приходится отбирать при изучении околорудных пород, обычно весьма велико. В то же время как по экономическим и транспортным соображениям, так и по соображениям бережного отношения к керну целесообразно ограничиться минимальной необходимостью характеризовать каждую зону (т. е. каждую новую минеральную ассоциацию метасоматической колонки).

Известно, что в большинстве неизменных пород содержится от 5 до 10 минеральных фаз. Опыт показывает, что в метасоматических колонках обычно бывает от 3 до 7 метасоматических зон, характеризующихся закономерной сменой минеральных ассоциаций. Следовательно, чрезвычайно важно уже в поле осмысленно выявлять зональность и стремиться выбирать только те пробы, которые ее характеризуют. На практике обычно возникают те или иные сомнения и, как правило, берется некоторое количество (до 50—70%) дополнительных «контрольных» проб в расчете на окончательную отбраковку лишних при просмотре шлифов.

Насколько велико может быть количество лишних проб, можно видеть на примере многих опубликованных работ. Так, например, при рациональной методике отбора проб для характеристики зональности околорудных пород одного месторождения достаточно было взять пять проб, в то время как при отборе «по сетке» для этого же разреза было взято, обработано, подвергнуто полному химическому анализу и другим исследованиям около 30 (!) проб. Очевидно, что при сколько-нибудь широких исследованиях фактор «избытка каменного материала» становится существенной помехой.

Таким образом, при составлении детальных разрезов и отборе проб необходимо руководствоваться в первую очередь сменой минеральных ассоциаций, следить за последовательным исчезновением первичных минералов и появлением новообразованных.

Визуальная «зональность» во всех случаях должна учитываться, но лишь как дополнительный, не главный, критерий. И наконец, ни в коем случае нельзя допускать «слепого» отбора по принципу: «на контакте», в 5 см от контакта, в 10 см и т. д. При отборе проб целесообразно здесь же на месте брать от каждой пробы кусочек для изготовления шлифа, обязательно маркируя место главного образца, где этот кусочек отбит. Кроме того, желательно сразу же отбирать и образец для дробления и приготовления проб: для химического и спектроаналитического исследования, а также для выделения тяжелой фракции и определения объемного и удельного веса.

Графическая документация детальных разрезов измененных пород должна составляться в процессе их описания. Обычно разрез изображается на миллиметровой бумаге в масштабе 1 : 100 с детальными «врезками» в более крупном масштабе.

МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ НАБЛЮДЕНИЯ И ПОСТРОЕНИЕ ЧАСТНЫХ КОЛОНК

Этот третий этап исследования является весьма ответственным, так как в нем достигает своего максимума элемент анализа. На основании макроскопического изучения пород уточняются геолого-минералогические наблюдения, производится качественный и количественный анализ минеральных ассоциаций, диагностируются минералы и определяются их кристаллохимические константы, и, наконец, отстраивается метасоматическая колонка.

Минералого-петрографические наблюдения принято проводить в камеральных условиях, что вряд ли следует считать всегда рациональным. Опыт показывает, что чрезвычайно плодотворно проведение микроскопических исследований почти одновременно с геологическими наблюдениями, непосредственно на месторождениях, где, как правило, возможно изготовление петрографических шлифов. Подобная организация работ позволяет не только ускорить весь процесс исследования, но и способствует повышению его качества. Кроме того, уже на объекте удается выявить главнейшие черты смены минеральных ассоциаций, наметить максимальное количество необходимых проб, уточнить, какие из них следует подвергать химическому анализу.

Методика минералого-петрографических исследований метасоматитов разработана еще недостаточно. С чего начинать и к чему стремиться, приступая к просмотру шлифов, окolorудных пород? Первая задача — это уточнение зональности. При этом необходимо: 1) убедиться, что разрез представителен, что он охватывает весь диапазон изменений; 2) диагностировать новообразованные минералы, наметить главные ряды псевдоморфизма; 3) установить границы распространения каждой минеральной ассоциации и последовательность их смены, сохранность первичных и появление новых структур.

Надо иметь в виду, что даже такая деталь, как сохранение первичной структуры породы, ее частичное или полное исчезновение — важнейший критерий интенсивности метасоматического процесса. Наблюдения над характером изменения структур и текстур способны дать ценную информацию о закономерностях псевдоморфизма, направленности процесса и последовательности минеральных замещений.

К сожалению, в справочниках структур и текстур горных пород метасоматические породы с их разнообразием состава и строения специально не рассматриваются.

Важное значение имеет также генетическое подразделение минералов при описании метасоматитов, выделение среди них первичных, новообразованных и реликтовых минералов, а также типоморфных, рудных, главных и аксессуарных.

Минералогическое изучение метасоматитов ставит своей целью уточнение намеченного геолого-петрографическими наблюдениями фазового состава и выявление типоморфных особенностей минералов

различных зон колонки. При этом надо учитывать, что различные минералогические методы наиболее эффективны в отношении тех или иных минералов.

Кристаллооптические исследования — наиболее просты и универсальны, широко применяются при изучении формаций грейзенов, вторичных кварцитов, оксеталитов; для тонкодисперсных масс аргиллизитов они малоэффективны.

Термический анализ — простой дешевый метод, очень эффективный для аргиллизитов и оксеталитов; часто аргиллизированные и гидрослюдизированные породы подвергаются термическому анализу целиком без разделения (только с удалением карбоната). Получается четкая и наглядная картина последовательной смены зон. Для более детального изучения отдельных минералов следует выделять чистое вещество псевдоморфоз по порообразующим алюмосиликатам.

Рентгеновский анализ — дорогой метод, к нему следует прибегать в исключительных случаях при затруднении в диагностике другими методами: определение ряда глинистых минералов (смешаннослойных гидрослюдов, хлоритов и т. д.).

Термолюминесцентный анализ — простой метод, позволяющий определять интенсивность высвечивания кварца, полевых шпатов и других минералов. Интенсивность высвечивания зависит, в частности, и от степени метасоматической переработки пород, она четко оконтуривает околорудные ореолы.

Химический анализ псевдоморфоз — достаточно дорогой, но действенный метод для изучения закономерностей минерального замещения. Спектральный анализ псевдоморфоз желателен применять широко для выяснения распределения главным образом элементов-примесей.

Изучение аксессуарных минералов метасоматитов (точнее, минералов тяжелой фракции) имеет следующие особенности.

Выделение тяжелой фракции осуществляется из протоочки весом 50—200 г (0,25—0,5 мм), без отмыва в воде. Породу разделяют на фракции: 1) магнитную, 2) легкую, 3) тяжелую немагнитную, 4) тяжелую магнитную. Эти фракции взвешивают, изучают под бинокуляр (диагностика, количественный подсчет, типоморфные особенности кристаллов). В итоге получают количественное распределение тяжелых минералов по зонам. Особенно важно проследивать ряды изменения: сфен — лейкоксен — рутил, а также магнетит — гематит (ильменит), (пирротин), пирит. Кроме того, следует обращать внимание на изменение габитуса кристаллов, в частности пирита.

Следовательно, итогом минералого-петрографического изучения метасоматитов является уточнение их фазового состава, выявление схем зональности документированных разрезов, построение частных колонок, окончательный отбор материала на химико-аналитические исследования.

ПОДГОТОВКА ПРОБ ДЛЯ АНАЛИЗА

Химико-аналитические и количественно-минералогические исследования относятся к дорогостоящим видам работ, вследствие чего подготовка проб для исследования является важной операцией. Проба, предназначенная для аналитических исследований, должна удовлетворять ряду требований.

Прежде всего следует решить вопрос о количестве вещества, минимально необходимом для получения представительных данных. Установлено, что для большинства окислительных пород гранитоидов вес проб от 50 до 200 г достаточен.

При отборе проб на исследования необходимо тщательно следить, чтобы они были сопоставимы по всему разрезу. Эта операция выполняется в ходе предыдущего этапа, когда при изучении шлифов установлено, что в пределах всего разреза не произошло смены пород, так как в противном случае химико-аналитические исследования в значительной мере потеряют смысл.

Для аналитического исследования необходимо отбирать образцы пород без прожилков или ксеногенных включений, образцы однородные по всей массе — наиболее представительные в отношении той или иной зоны. Прежде чем образец будет пущен на измельчение, для него должен быть определен объемный вес.

Дробление пород метасоматитов необходимо проводить с максимальной осторожностью, при частом просеивании, стремясь по возможности не допускать переизмельчения и загрязнения пробы веществом ступы. Для среднезернистых пород обычно достаточно дробить до 0,5 мм. После дробления проба квартуется: из нее отбирается навеска на выделение и минералогическое изучение тяжелой фракции и навеска для химического и спектрального анализа.

Первая навеска разделяется в тяжелых жидкостях и с помощью магнитной сепарации на фракции. Вторая навеска истирается до состояния пудры в соответствии с требованиями аналитических лабораторий и передается на химическое, спектроскопическое, а в ряде случаев и на иные виды исследований (термический, рентгеновский анализ и др.).

Химико-аналитическое исследование — дорогостоящий, но необходимый вид работ, тем более, что для метасоматических пород желательно определение наряду с главными породообразующими компонентами: SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , P_2O_5 , также CO_2 , H_2O^+ , H_2O^- , $\text{S}_{\text{общ}}$; SO_3 , F, Cl, а иногда B_2O_3 , BaO, SrO и др.

В качестве частичной замены химико-аналитического исследования следует рекомендовать количественные минералогические подсчеты с последующим пересчетом, когда это необходимо, на окислы. Для грейзенов, оксеталитов и частично вторичных кварцитов этот метод дает вполне удовлетворительные результаты.

Помимо химико-аналитического исследования каждая проба подвергается спектроскопическому изучению на предмет установления распределения элементов-примесей.

При изучении состава метасоматитов и последующих расчетах баланса вещества необходимо учитывать пределы ошибок определения содержания компонентов. В процессе определения состава породы возникает ряд ошибок, свойственных каждой из следующих операций:

- 1) отбор пробы неизменной породы;
- 2) отбор пробы измененной породы;
- 3) подготовка проб для анализа (дробление, истирание, приготовление шлифа и т. д.);
- 4) производство количественного анализа.

Суммарная ошибка определения состава породы

$$\sigma_A^2 = \sigma_c^2 + \sigma_s^2 + \sigma_m^2 + \sigma_a^2,$$

где σ_c , σ_s , σ_m , σ_a — соответственно частные ошибки дисперсии состава; представительности пробы; загрязнения пробы; аналитическая погрешность.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ОБЪЕМНОГО ВЕСА ПОРОД

Объемный вес пород определяется с целью количественного учета перемещения вещества на основе одного из методов «с учетом пористости». Объемный вес метасоматитов определяется легко и просто с помощью денситометра. В случае отсутствия этого прибора может быть рекомендована следующая методика. Объемный вес породы определяется как частное от деления веса сухого образца в воздухе P_1 на разность между весом в воздухе и весом в воде (в момент погружения), т. е. $P_1 - P_2$:

$$d_V = \frac{P_1}{P_1 - P_2}.$$

Если же взвешивать в воде после пропитывания образца, то мы будем приближаться к удельному весу

$$d_P = \frac{P_1}{P_1 - P_3},$$

где P_3 — вес образца при заполнении всех пор водой.

Ошибка, возникающая при определении объемного веса σ_V , складывается из частных ошибок дисперсии объемного веса σ_d , ошибки представительности образца σ_q , ошибки «взвешивания» σ_P (т. е. общей ошибки метода). Суммарная ошибка определения объемного веса, следовательно, будет

$$\sigma_V^2 = \sigma_d^2 + \sigma_q^2 + \sigma_P^2.$$

Результаты химико-аналитического исследования обрабатываются в соответствии с задачами путем использования одной из методик (атомно-объемной, объемно-молекулярной, объемно-энергетической).

Атомно-объемный метод

В наиболее простом варианте атомно-объемный метод предусматривает сравнение состава пород, выраженного количеством атомов в единице объема твердой фазы или в геометрическом объеме.

Число атомов в объеме 1000 \AA^3 твердой фазы породы (объемно-атомная интрамиля F_i) находится по формуле

$$F_i = 6,024 \cdot 10^{-3} d_m A_i,$$

где d_m — удельный вес породы; A_i — атомное количество каждого элемента.

Вывод этой формулы весьма прост, и его можно пояснить следующим образом. В 1 см^3 содержится d_m граммов вещества минералов породы, а вес одного атома $M \cdot 1,66 \cdot 10^{-24} / n$, где M — молекулярный вес окисла; $1,66 \cdot 10^{-24}$ — эквивалент веса; n — число атомов в окисле. Содержание каждого окисла в породе составляет P весовых процентов или $d_m \cdot P / 100$ граммов в 1 см^3 . Далее простым делением относительного веса каждого окисла в объеме 1 см^3 на вес одного (того или иного атома) получаем количество атомов в объеме 1 см^3 , или, учитывая, что $1 \text{ см}^3 = 10^{24} \text{ \AA}^3$, а $A_i = Pn \cdot 1000$ для объема 1000 \AA^3 , получаем приведенную выше формулу

$$F_i = \frac{d_m P}{100} \cdot \frac{n \cdot 10^{24} \cdot 1000}{M \cdot 1,66 \cdot 10^{24}} = 6,024 \cdot 10^{-3} d_m A_i.$$

Для расчетов баланса вещества метасоматических горных пород с учетом их пористости удельный вес породы заменяется объемным, а сравниваемый объем для удобства расчетов принимается 10^{-20} см^3 :

$$N_i = 6,024 \cdot 10^{-2} d_v A_i.$$

Методика расчета равнообъемных формул подробно рассмотрена нами ранее [44]. Здесь мы приведем только рабочую формулу и вспомогательную таблицу:

$$N_i = K_i p d_v,$$

где K_i — постоянный коэффициент (табл. 4), p — содержание окисла, вес. %; d_v — объемный вес породы.

ТАБЛИЦА 4

Расчетные значения коэффициента K_i

Окисел	K_i	Окисел	K_i	Окисел	K_i
SiO ₂	1,002	MnO	0,849	K ₂ O	1,279
TiO ₂	0,754	MgO	1,494	Li ₂ O	4,032
Al ₂ O ₃	1,182	CaO	1,074	H ₂ O	6,688
Fe ₂ O ₃	0,754	BaO	0,393	CO ₂	1,369
B ₂ O ₃	1,730	SrO	0,581	SO ₃	0,752
FeO	0,838	Na ₂ O	1,944	P ₂ O ₅	0,849

С помощью рабочей формулы и таблицы количество атомов в стандартном объеме ($1 \cdot 10^{-20}$ см³) находят простым перемножением трех величин.

Объемно-молекулярный метод

Под молекулярным объемом понимается объем одной «формульной единицы» минерала, находимый как частное от деления объема элементарной ячейки минерала на число содержащихся в ней формульных единиц:

$$V_m = \frac{V_{я}}{z} = \frac{M [H]}{\rho},$$

где V_m — объем формульной единицы; $V_{я}$ — объем элементарной ячейки минерала; z — число формульных единиц (молекул) в ячейке; M — молекулярный вес минерала; $[H]$ — эквивалент веса ($1,66 \times 10^{-24}$); ρ — рентгеновская плотность минерала.

Применительно к метаморфическому и частично метасоматическому минералообразованию расчеты с учетом объема твердых фаз реакций замещения (молекулярных объемов) использовались многими авторами. В последнее время важность учета объемных соотношений при выяснении механизма метасоматических замещений особенно подчеркивается рядом исследователей [58, 28], указывающих, что в метасоматических породах наряду с минералами «инертными» присутствуют «вполне подвижные», компенсирующие недостаток объема, если таковой возникает.

Возможность расчета состава новообразованных продуктов метасоматических систем по методу молекулярных объемов предопределяется дифференциальной подвижностью компонентов. Так, при наличии компонента, сохраняющего инертность в ходе формирования группы фаций, можно рассматривать реакции замещения исходных минералов новообразованными, минуя промежуточные состояния и учитывая лишь объемные эффекты твердых фаз начальных и конечных продуктов. Следовательно, для расчетов по методу молекулярных объемов необходимо знать минеральный состав исходных и новообразованных пород и объемные эффекты замещения первичных минералов метасоматическими.

Минеральный состав пород определяется либо путем подсчетов в шлифах (модальный состав), либо пересчетом данных химического анализа с учетом особенностей состава отдельных минералов (субмодальный состав).

Объемные эффекты замещения исходных минералов новообразованными (метасоматическими), равно как и весовые соотношения, рассчитаны для большинства индивидуальных реакций, протекающих в условиях инертности одного или более компонентов. На основании этих таблиц [44] для каждой зоны изучаемой метасоматической колонки подсчитывают объемные соотношения и устанавливают, имеет ли место равенство объемов исходных и конечных про-

дуктов, или замещение происходит с дефицитом объема, или же с приращением его. Объемные соотношения выражаются в процентах к объему исходного материала:

$$100 = \left(\frac{V_m}{V_0} \pm \frac{\Delta V}{V_0} \right) \cdot 100\%,$$

где V_0 — суммарный объем исходных минералов; V_m — относительный суммарный объем новообразованных и реликтовых «инертных минералов»; ΔV — недостаток или избыток объема, заполняемый «подвижными минералами».

Этими соотношениями и надлежит пользоваться в тех случаях, когда модалный или субмодалный состав породы выражены в объемных процентах. При реакциях с дефицитом объема последний либо компенсируется *освобожденным* или *осажденным* веществом, либо обуславливает увеличение пористости. Анализ этого вопроса производится в каждом конкретном случае и составляет одно из звеньев выяснения механизма замещения. В случае реакций с избытком объема происходит вытеснение какого-либо из первичных минералов, если другие одновременно протекающие реакции замещения не компенсируют этот избыток.

Таким образом, при анализе объемных соотношений реакций замещения выявляется необходимость введения наряду с существующими понятиями «инертный» и «подвижный» минерал [28], также понятий «освобожденный», «осажденный» и «вытесненный» минерал.

Расчет весовых соотношений замещения возможен лишь в тех случаях, когда известно, что реакция происходит без компенсации дефицита объема, или когда известно, какой компонент (минерал) является осажденным или вытесненным.

В качестве освобожденного, осажденного и вытесненного компонентов (минералов) выступает обычно кремнезем (кварц). Весовое соотношение продуктов замещения находят путем перемножения объемных процентов каждого замещающего минерала на отношение его плотности к плотности исходного минерала. Сумма при этом, естественно, не будет равна 100%, и ее отклонение от 100% дает величины дефекта массы в единице объема исходного минерала:

$$100\% = \sum P_n \pm \Delta P.$$

Переходя теперь к рассмотрению породы, можно заключить, что общая схема расчета теоретического состава метасоматитов может быть математически описана следующим образом. Пусть мы имеем первичную породу, сложенную A, B, \dots, N минералами в объемных соотношениях (в процентах) $\varphi_a + \varphi_b + \dots + \varphi_n = 100\%$. Задано, что в результате замещения возникает один инертно-псевдоморфный минерал S , один освобожденный C , один осажденный D . Тогда при замещении каждого из первичных минералов получим, например для A ,

$$100_a = \varphi_s^a + \varphi_c^a + \varphi_d^a.$$

Общий эффект замещения будет найден как сумма частных реакций. При этом надо учесть, что в случае реакции «с избытком объема» осажденный минерал будет отсутствовать, но появится вытесненный минерал. Следовательно, «знак перед φ_d должен быть « \pm ». Кроме того, наряду с инертно-псевдоморфным минералом, в породе может быть устойчивый минерал, который отдельно здесь не рассматривается.

Суммарный эффект замещения

$$100 = \sum_A^N \varphi_s, \varphi_c, \varphi_d.$$

Неравенство этой суммы 100% может быть лишь в случае отсутствия осажденного минерала.

Совершенно аналогично рассчитывается и теоретический состав в весовых процентах, с тем лишь различием, что исходное содержание минералов и соотношения продуктов должны быть выражены в весовых процентах. Сумма весовых процентов продуктов замещения будет отклоняться от 100%. Это отклонение и характеризует «дефект массы» ΔP :

$$100 \pm \Delta P = \sum_A^N P_s, P_c, P_d.$$

Расчеты по методу молекулярных объемов позволяют найти состав новообразованной метасоматической породы исходя из состава первичной неизменной породы. При этом устанавливается принадлежность изучаемого метасоматита к тому или иному кристаллохимическому типу. Это в свою очередь позволяет вскрыть динамику процесса замещения. Так, в случае, если метасоматическое замещение сопровождается увеличением объема твердых фаз, должно происходить либо перерождение вещества, либо вытеснение какого-нибудь из минералов. В ходе такого процесса будет увеличиваться относительное давление поровых растворов, поровый раствор будет «выдавливаться» из зоны реакции. Напротив, при замещении с дефицитом объема твердых фаз появляется осажденный минерал, компенсирующий дефект объема.

Как показано в предыдущей главе, идеальный ряд кристаллохимических типов замещения (от акомпенсированных до суперкомпенсированных) в первом приближении отвечает одному циклу эволюции кислотности в ходе метасоматического процесса. Так, прогрессирующее возрастание температуры и давления поровых растворов способствует осуществлению реакций с дефектом объема. Наоборот, регрессивный ход процесса предопределяет протекание реакции с положительным объемным эффектом, формирование минералов и их ассоциаций с «рыхлой» структурой и минимальной внутренней энергией.

Рассмотренные кристаллохимические типы метасоматического замещения на практике, естественно, осложняются рядом частно-

стей, но тем не менее в большинстве случаев, когда имеется достаточное приближение к постулатам идеального метасоматического процесса, на основе указанных приемов устанавливаются с полной однозначностью и количественные соотношения фаз, и формационная принадлежность метасоматитов.

Объемно-энергетический метод

Полной удельной внутренней энергией породы называется суммарная энергия кристаллических решеток минералов в одном кубическом сантиметре породы, уменьшенная на величину их поверхностной энергии:

$$U_V = U_m - U_s.$$

Величина U_s , учитывающая также поправку на ориентировку и срастание минералов, обычно мала, и ею в расчетах пренебрегают.

Рабочая формула для определения удельной внутренней энергии пород (ккал/см³) имеет вид

$$U_V = 4,25 \cdot 10^{-3} \sum N_i E_i,$$

где N_i — число атомов каждого элемента в 1 см³; E_i — энергетический коэффициент каждого атома.

Для расчетов с использованием данных химического или минералогического количественного анализа пород формула имеет вид

$$U_V = 1 \cdot 10^{-5} \sum d_i M_i U_i,$$

где d_i — удельный вес минерала или объемный вес породы (в последнем случае d_V выносится за знак \sum); M_i — молекулярное количество минерала или молекулярное количество окисла, 10^{-3} вес. %/мол. вес; U_i — внутренняя энергия минерала или окисла в расчете на 1 моль.

Сущность объемно-энергетического метода состоит, таким образом, в сопоставлении величин внутренней энергии метасоматитов различных зон и в определении направленности процесса.

Следует иметь в виду, что к применению метода необходимо подходить с известной осторожностью, так как найденные с его помощью значения внутренней энергии пород способны, вероятно, дать лишь самую ориентировочную, приближенную оценку энергетики, на что со всей решимостью было указано Д. С. Коржинским. Вместе с тем насущно необходима разработка практических методов энергетического анализа процессов метасоматизма. Не исключено, что в дальнейшем окажется предпочтительнее использовать методы расчета изохорно- и изобарно-изотермических потенциалов [99, 17, 64]. Однако в настоящее время из-за отсутствия надежных экспериментальных констант указанный подход исключен. Впрочем, даже в случае применения метода изохорно- и изобарно-изотермических потенциалов основные предпосылки энергетического

анализа (аддитивность и необходимость расчета удельной внутренней энергии) сохраняются.

В последнее время намечается возможность очень простой и в то же время достаточно надежной оценки энергетической выгодности метасоматических систем на основе представления о структурной плотности минералов и слагаемых ими пород [94, 26]. Установлено, что теплота образования химических соединений в первом приближении пропорциональна величине структурного сжатия [26]. Это положение особенно хорошо применимо для соединений, где характер связей между атомами однотипен. В частности, оно применимо для метасоматических горных пород, для которых с известными основаниями можно считать, что степень структурного уплотнения соответствует суммарному энергетическому эффекту реакций замещения исходных продуктов новообразованными.

Как известно, структурная плотность минерального агрегата находится по формуле

$$\omega = \frac{1}{d \sum A},$$

где ω — структурная усредненная (объемная) плотность решеток слагающих породу минералов; d — удельный вес породы; $\sum A$ — усредненное суммарное атомное количество элементов.

Относительный энергетический эффект метасоматического замещения ΔU пропорционален степени разуплотнения породы, т. е. может быть найден следующим образом:

$$\Delta U = K \left(\frac{\omega_n}{\omega_k} \right),$$

где K — эмпирический коэффициент.

Такая же качественная оценка может быть произведена без специального расчета структурной рыхлости лишь по суммарным атомным количествам элементов в равнообъемных формулах метасоматитов, в силу соотношения $\omega_n/\omega_k = N_k/N_n$, где N_k и N_n — суммарные количества атомов в равнообъемных формулах. Причем водород учитывается в составе ОН , а S, С и другие — как самостоятельные катионы. Таким образом, энергетический эффект пропорционален в первом приближении относительному изменению числа атомов в стандартном объеме:

$$\Delta U = K \left(\frac{\omega_n}{\omega_k} \right) = K \left(\frac{N_k}{N_n} \right).$$

Обработка аналитических данных и сопоставление их с данными геолого-минералогических и минералого-петрографических исследований позволяют приблизиться к следующему этапу изучения метасоматитов — выводу типовой колонки и установлению закономерностей ее горизонтальной и вертикальной зональности.

Типовой колонкой называется идеализированная схема метасоматической зональности околорудных пород, соединяющая в себе

главные черты всех частных разрезов, учитывающая основные особенности смены минеральных ассоциаций и подвижности компонентов.

Вывод типовой колонки в отличие от ранее рассмотренных этапов исследования содержит в себе элемент синтеза, является обобщением всей суммы данных, включая и химизм замещения.

Типовая колонка во всей полноте свойственных ей зон проявляется обычно лишь в центральных частях рудных тел или иных участках, характеризующихся максимальной степенью переработки вмещающих пород. При описании типовой колонки обычно указывают особенности ее изменения по простиранию, падению и восстанию рудных тел, т. е. трехмерную ее зональность.

Помимо описания эту трехмерную зональность целесообразно изображать графически в виде пространственных схем или блок-диаграмм, сопровождаемая их таблицами изменения фазового и химического состава. Выявление закономерностей трехмерной зональности околорудных пород особенно важно с точки зрения использования их в прикладных целях, как это показано на конкретных примерах.

Таким образом, рассматриваемый этап исследования околорудных метасоматитов является заключительным в отношении выяснения их значения как поисковых признаков скрытого оруденения, как источников жильного и рудного вещества. Вывод типовой колонки — также необходимое условие применения парагенетического анализа.

СОСТАВЛЕНИЕ ТЕОРЕТИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ МЕТАСОМАТИЗМА

Заключительной фазой исследования является приложение методов термодинамики к анализу закономерностей строения метасоматических систем и построение теоретической модели метасоматизма. Наиболее часто при этом используется парагенетический анализ, в меньшей мере — энергетический и объемно-молекулярный. Приемы парагенетического анализа в его классической разработке достаточно известны и нами не рассматриваются, за исключением методики составления полиординатных μ -диаграмм, теоретические предпосылки которого содержатся в гл. II.

В качестве примера рассмотрим последовательность расчетов и построений полиординатной диаграммы химических потенциалов для случая аргиллизации гранитов. В метасоматической колонке аргиллизации присутствуют следующие пять зон (табл. 5): 0 — неизменных пород (амфиболо-биотитовый гранит); I — карбонатизации и хлоритизации; II — монтмориллонитизации; III — гидрослюдизации; IV — каолинизации и окремнения

В условиях $p, T = \text{const}$ характер минеральных замещений зависит от изменения химических потенциалов и последовательного перехода в подвижное состояние при межзональных замещениях

ТАБЛИЦА 5

Строение и фазовый состав идеализированной колонки аргиллизитов

Зоны	Минеральные парагенезисы	Инертные компоненты	Подвижные компоненты
0. Неизменный гранит	<i>Ро, Ол, Ор, Кв, Би, Мт, Сф</i>	Al, K, Mg, Fe ⁺⁺ , Ca, Na, CO ₂	H ₂ O
I. Карбонатизация	<i>Ол, Ор, Кв, Би, Гм, Лк, Кар, Хл</i>	Al, K, Na, Mg, Ca, Fe ⁺⁺	H ₂ O, CO ₂
II. Монтмориллонизация	<i>Аб, Ор, Кв, Би, Гм, Лк, Ми</i>	Al, K, Na	H ₂ O, CO ₂ (Ca, Mg, Fe)
III. Гидрослюдизация	<i>Ил, Ор, Кв, Пт, Ру</i>	Al, K	H ₂ O, CO ₂ , (Ca, Mg, Fe), Na
IV. Каолинизация	<i>Као, (Ор), Кв, Пт, Ру</i>	Al	H ₂ O, CO ₂ , (Ca, Mg, Fe), Na, K

ТАБЛИЦА 6

Минеральные ассоциации межзональных переходов колонки аргиллизации

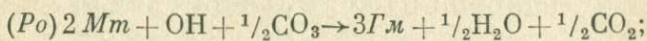
Межзональные переходы	Фазы		Компоненты	
	Сосуществующие на фронте замещения	Инертные, избыточные и обособленные	Инертные виртуальные	Подвижные виртуальные
0 → I	<i>Ро, Мт, Гм, Кар, Хл</i>	<i>Ол, Ор, Кв, Би, Сф, Лк</i>	Al, K, Na, (Mg, Ca, Fe)	H ₂ O, CO ₂
I → II	<i>Ол, Хл, Аб, Ми, Кар</i>	<i>Ор, Кв, Би, Лк</i>	Al, K, Na	H ₂ O, CO ₂ , Ca
II → III	<i>Аб, Би, Ил, Ми</i>	<i>Ор, Кв, Лк</i>	Al, K	H ₂ O, CO ₂ , Ca, Na
III → IV	<i>Ор, Ил, Као</i>	<i>Кв, Лк, Ру</i>	Al	H ₂ O, CO ₂ , Ca, Na, K

(табл. 6): 0 → I (CO₂); I → II (CaO); II → III (Na₂O); III → IV (K₂O). Вода остается вполне подвижным виртуальным компонентом в ходе всего процесса. Поэтому можно в качестве оси абсцисс полиординатной диаграммы взять H₂O, а в качестве осей ординат последовательно CO₂; CaO; Na₂O; K₂O.

Исходный минеральный парагенезис неизменной породы (рис. 2): *Po, Ol, Op, Kв, Бу, Мт, Сф*. Минералогические наблюдения показывают, что при переходе от неизменной породы к зоне I происходит замещение роговой обманки и магнетита хлоритом, карбонатом и гематитом:

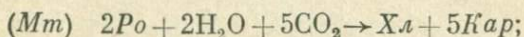
$Mt + H_2O + CO_2 \rightarrow Гм + H_2O + CO_2$; $Po + H_2O + CO_2 \rightarrow Хл + Кар$. Остальные минералы не участвуют в реакции. Все компоненты, кроме H_2O и CO_2 , инертны.

Для того чтобы найти коэффициенты в уравнениях указанных реакций, можно воспользоваться аппаратом определителей, подробно описанным в руководстве М. К. Годлевского [20]. В итоге получаем для реакции, где не участвует роговая обманка (*Po*) и магнетит (*Mt*), соответственно



$$\frac{d\mu_{H_2O}}{d\mu_{CO_2}} + \operatorname{tg} \alpha = 1; \quad \alpha = 45^\circ$$

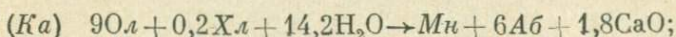
и



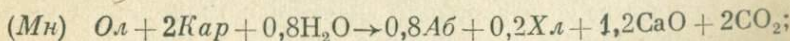
$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{d\mu_{H_2O}}{d\mu_{CO_2}} = -2,5; \quad \alpha = 68^\circ 10'.$$

Поскольку реакции замещения, где не участвуют гематит, хлорит, кальцит, в этой системе невозможны, динамическое равновесие перехода I \rightarrow II изображается в координатах $\mu_{H_2O} - \mu_{CO_2}$ двумя линиями моновариантного равновесия, отвечающими двум приведенным выше уравнениям (рис. 2). Если по данным химических анализов реальных пород зон 0 и I наметить изменение отношений содержания H_2O и CO_2 , то обнаружится, что эта линия попадает как раз в поле устойчивости новообразованной ассоциации.

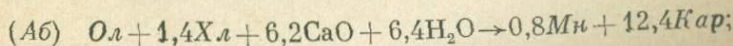
Аналогично может быть построена диаграмма перехода I \rightarrow II в координатах $\mu_{H_2O} - \mu_{CaO}$. Она имеет более сложный характер, так как при этом переходе в числе исходных продуктов участвуют 3 минерала, а результивных только 2. Поэтому возможны следующие реакции:



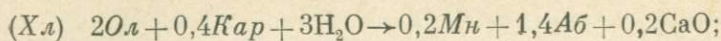
$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{d\mu_{H_2O}}{d\mu_{CaO}} = \frac{1,8}{14,2} = 0,127;$$



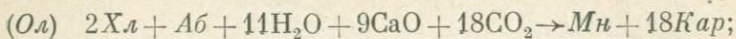
$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{1,2}{0,8} = 1,5;$$



$$\operatorname{tg} \alpha = -\frac{6,2}{6,4} = -0,97;$$

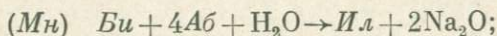


$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{0,2}{3} = 0,067;$$

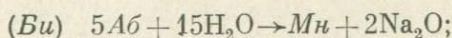


$$\operatorname{tg} \alpha = -\frac{9}{41} = -0,81.$$

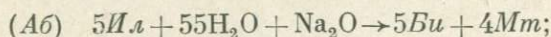
При переходе к зоне гидрослюдизации II \rightarrow III только два компонента Al и K сохраняют инертность, и фазовое равновесие определяется только тремя реакциями, которым на диаграмме в координатах H_2O K_2O отвечают три линии моновариантного равновесия:



$$\operatorname{tg} \alpha = 2;$$

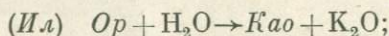


$$\operatorname{tg} \alpha = 0,13;$$

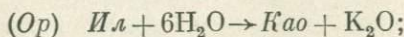


$$\operatorname{tg} \alpha = -0,018.$$

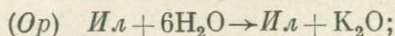
Еще более упрощается характер фазовых соотношений при межзональном переходе III \rightarrow IV (каолинизация), когда инертность сохраняет только один компонент Al:



$$\operatorname{tg} \alpha = 1;$$



$$\operatorname{tg} \alpha = 0,17;$$



$$\operatorname{tg} \alpha = 0,25.$$

Таким образом, на каждой частной диаграмме выделяются поля дивариантных равновесий, в которых устойчивы ассоциации исходных пород, и поля устойчивости новообразованных фаз. Последние представляют собой субфации — вариации состава зоны в зависимости от количественных вариаций значений химических потенциалов вполне подвижных компонентов.

ОКОЛОРУДНЫЕ ПОРОДЫ НИЗКОТЕМПЕРАТУРНЫХ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Согласно существующей систематике [97] различаются гидротермальные месторождения, связанные с гиабиссальными интрузиями, и месторождения, связанные с субвулканическими интрузиями. В пределах той и другой группы выделяют низко-, средне- и высокотемпературные месторождения, существенно отличающиеся друг от друга характером руд и их составом. В таком подразделении уязвимым местом является генетическая связь с материнскими породами, часто гипотетическая, а нередко и неопределенная. Вместе с тем среди низкотемпературных, например, достаточно четко различаются месторождения районов распространения малых интрузий пестрого состава и районов современной или древней вулканической деятельности.

Низкотемпературные месторождения районов распространения гиабиссальных интрузий пестрого состава представлены обычно ветвящимися, невыдержанными по простиранию и падению жилами и рудными зонами протяженностью в сотни метров. Эта особенность их морфологии связывается с малой глубиной их формирования в условиях повышенной хрупкости пород, находящихся под небольшим давлением. Жилы обычно сложены халцедоновидным кварцем, нередко доказываются метасоматическое их происхождение. Рудные минералы разнообразны: самородные элементы, сульфиды, фториды, сульфаты, окислы. По преобладающему типу минерализации выделяются следующие месторождения: 1) флюоритовые, 2) настурановые, 3) сурьмяно-ртутные, 4) самородно-мышьяковые, 5) золото-серебряные, 6) пьезокварцевые.

Руды этих месторождений, как правило, контрастные, весьма обычно невыдержанность оруденения по простиранию и падению, часты колломорфные структуры. Оруденение сосредоточено в системе линз, залегающих кулисообразно, и прослеживается на глубину лишь до первых сотен метров; затем оруденение меняет свой металльный состав, становится убогим и исчезает. Примеры подобного рода месторождений многочисленны: Забайкалье, Средняя Азия, Рудные горы и т. д.

Однако известны случаи продолжения низкотемпературной минерализации на весьма значительную глубину. Так, на высокотемпературном месторождении Колар (Индия) даже на глубине несколько-тысяч метров присутствуют низкотемпературные минералы.

Большая пестрота типов низкотемпературных месторождений, достаточно большая сложность состава руд, нечеткость закономерностей их пространственного размещения, а также то обстоятельство,

что их генетическая связь с материнскими породами нередко неясна, затрудняют их изучение. Поэтому до последнего времени низкотемпературные месторождения оставались сравнительно слабо изученными в отношении как их генезиса, так и особенностей гидротермальной деятельности и околорудных преобразований. Однако в последние годы в результате работ ряда исследователей [59, 18, 95 и др.] выяснились многие вопросы их генезиса.

Таким образом, общими особенностями всех месторождений этого типа являются значительная удаленность от материнских пород, относительно малые глубины распространения, формирование в условиях низких давлений и температур, наличие халцедоновидного кварца в качестве главного жильного минерала и, наконец, глинистое изменение боковых пород как ведущий процесс околорудного преобразования.

Глинистые изменения боковых пород низкотемпературных месторождений, а также обширных полей в районах современной вулканической деятельности (фумароллы и сольфатары) известны геологам уже сравнительно давно. Эти изменения состоят в образовании по полевым шпатам и другим породообразующим алюмосиликатам минералов глин: каолинита и диккита (иногда накрита), гидрослюда (иллита, реже серицита), монтмориллонита и нонтронита, а также хлоритов, карбонатов и др. Для обозначения всего комплекса этих изменений используется термин аргиллизация (от греческого «аргиллос» — глина). Соответственно измененные подобным образом породы называют «аргиллизированные породы», «гидротермальные аргиллиты» или просто «аргиллизиты». Последнее название наиболее предпочтительно.

Длительное время было неясно, что же представляет собой глинистое изменение околорудных жил: случайное ли это явление или это вполне закономерный процесс. Многие геологи считали, что это явление выветривания, связанное с циркуляцией поверхностных вод, подкисленных за счет разложения сульфидов. Лишь к пятидесятым годам стало ясно, что околорудная аргиллизация — это закономерный процесс гидротермальной деятельности в условиях низких температур и давлений.

Большая заслуга в выяснении роли аргиллизитов как самостоятельной формации околорудных пород принадлежит Н. И. Наквицику, который в специальной статье [74] обобщил все имевшиеся к тому времени сведения по аргиллизации и поставил вопрос о том, является ли аргиллизация метасоматической фацией или формацией, каковы закономерности ее зональности и каков металльный состав сопутствующего ей оруденения. За прошедшее время эти вопросы в большинстве своем нашли решение, и сейчас определенно установлена как формационная самостоятельность аргиллизитов, так и типы рудных месторождений, связанных с ними.

К настоящему времени аргиллизация установлена в качестве ведущего процесса изменений боковых пород многих рудных провинций мира на низкотемпературных месторождениях следующих типов:

кварц-халцедоновые жилы с сурьяно-ртутной, настурановой или золото-серебряной минерализацией; кварц-ферберитовые, кварц-халькопиритовые жилы и меднопорфировые руды; кварцевые хрусталоносные жилы; кварц-халцедоновые жилы с флюоритом; кварц-карбонатно-халцедоновые безрудные жилы поздних стадий минерализации на среднетемпературных молибденовых, золотых и сульфидно-касситеритовых месторождениях.

Кроме того, аргиллизация широко распространена в областях современной или молодой вулканической деятельности. Это так называемая сольфатарная аргиллизация, которую мы рассмотрим специально.

АРГИЛЛИЗИТЫ НАСТУРАНОВЫХ И СУРЬЯНО-РТУТНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

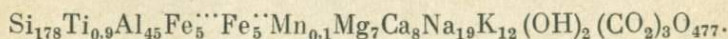
Низкотемпературные настурановые и сурьяно-ртутные месторождения, часто с самородным мышьяком, известны в различных рудных провинциях Советского Союза, Америки, Западной Европы и др. Особенно характерны они для так называемых областей автономной тектоно-магматической активизации, т. е. таких территорий, где после завершения складчатости интенсивно проявляются процессы магматизма, глыбовой тектоники и локального осадконакопления.

Одно из типичных месторождений этой группы представлено серией кулисообразных халцедоно-кварцевых жил, залегающих среди гранит-порфиров и порфиroidных гранитов верхнеюрского возраста, прорванных дайками меловых кварцевых порфиров (рис. 3). Среди рудных минералов преобладает настуран, встречаются антимонит, киноварь, марказит; жильное выположение — халцедоно-видный кварц, барит, флюорит. Халцедоно-видный кварц различных стадий минерализации варьирует по цвету: черный для ранних и сургучно-красный для поздних. Мощность жил достигает десяти метров, протяженность измеряется сотнями метров. ореол аргиллизации в 5—10 раз превышает мощность рудных тел.

Типовая колонка аргиллизации и ее трехмерная зональность

В строении типовой колонки выделяются зоны: неизмененных пород, карбонатизации и хлоритизации, монтмориллонитизации, гидрослюдизации, каолинизации и окремнения (рис. 4).

0. Зона неизмененных пород сложена порфиroidными гранитами: *Pl, Or, Kz, Bu, Po, Cf, Mm* ($d_v = 2,62$);



В ходе аргиллизации все перечисленные минералы замещаются новообразованными.

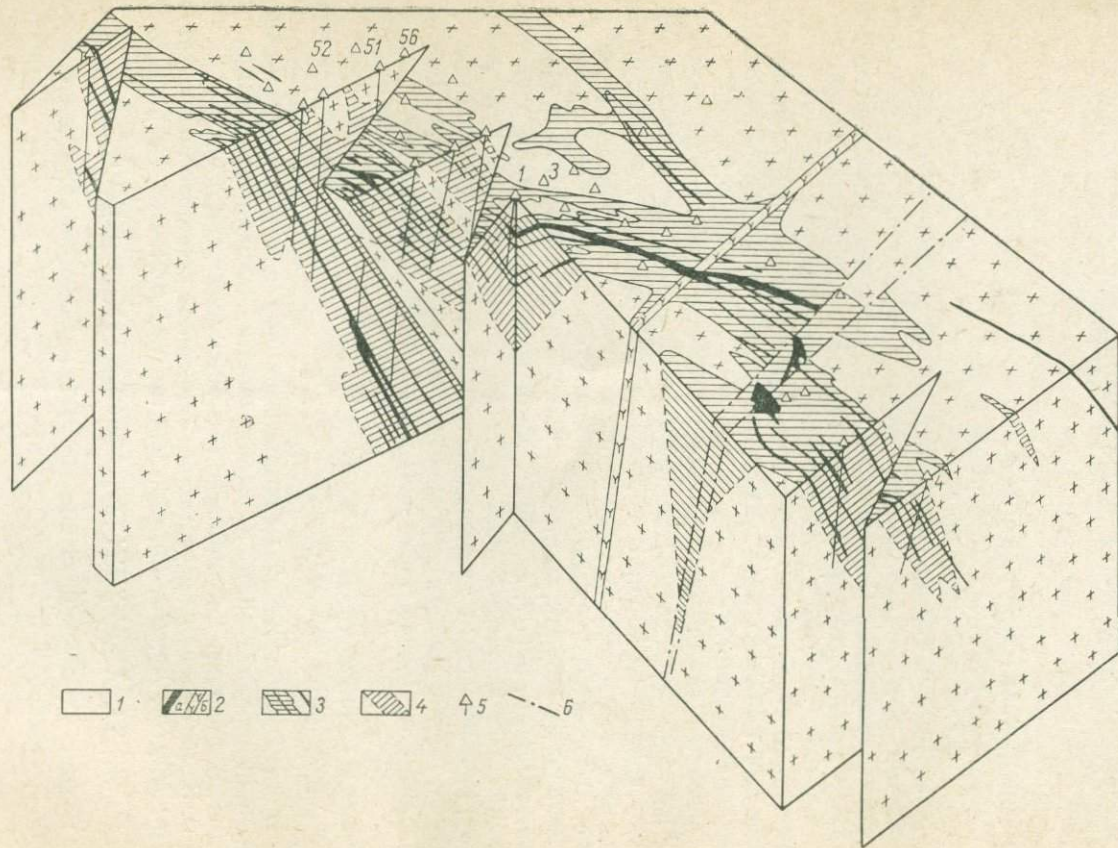


Рис. 3. Блок-диаграмма халцедоно-неотуранового месторождения.

1 — амфиболо-биотитовые граниты и гранитпорфиры; 2 — дайки диоритовых порфиритов и кварцевых порфиритов; 3 — зоны окремнения с оруденением в них; 4 — ореол окolorудной аргиллизации; 5 — скважины колонкового бурения; 6 — тектонические нарушения.

I. Зона карбонатизации и хлоритизации является самой внешней, ее мощность в 4—5 раз больше мощности жилы, в ней происходит замещение роговой обманки агрегатом карбоната и хлорита, а также сфена — лейкоксеном и карбонатом.

Устойчивая минеральная ассоциация: *Пл, Ор, Кв, Би, Мт, Хл, Кар*. Структура породы и количественный минеральный состав ее

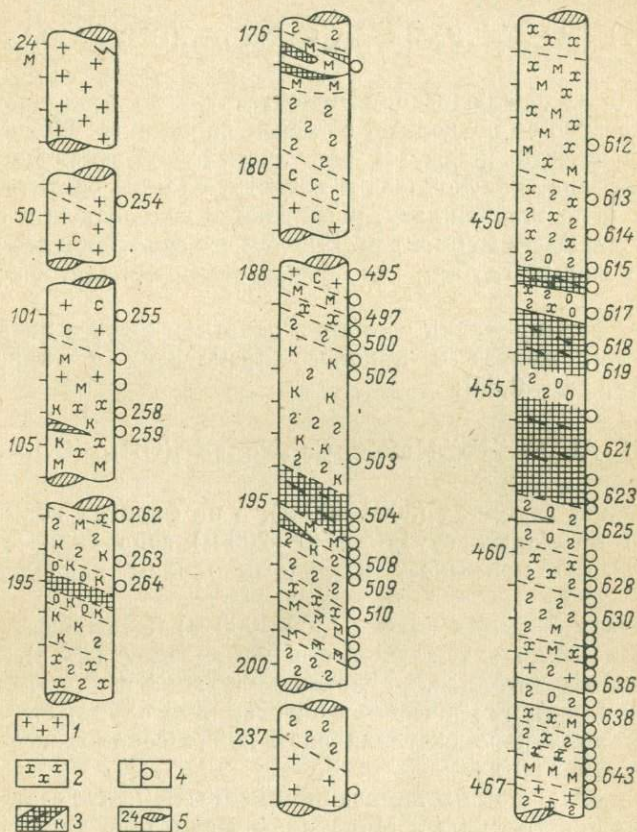
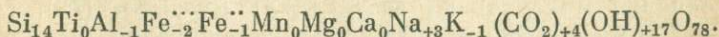


Рис. 4. Детальные разрезы аргиллизитов халцедоно-настурановского месторождения.

1 — амфиболо-биотитовые граниты, 2 — гранит-порфиры, 3 — халцедоно-кварцевые жилы с рудной минерализацией и зонами изменения около них в виде окремнения (о), каолинизации (к), гидрослюдизации (з), монтмориллонитизации (м), хлоритизации (х), карбонатизации (с), 4 — точки взятия проб; 5 — глубина.

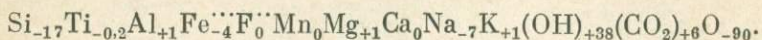
сохраняются, лишь содержание кварца слегка возрастает. Химизм преобразования отвечает формуле ($\Delta d_V = -0,15$)



II. Зона монтмориллонитизации имеет мощность, соизмеримую с мощностью рудного тела. Помимо роговой обманки и сфена здесь замещается плагиоклаз агрегатом монтмориллонита — нонтронита

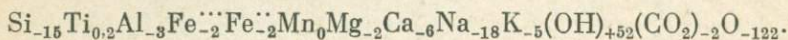
и карбоната с освобождением альбита. Эта зона проявляется во всех частных разрезах, но на малых глубинах плагиоклаз замещен нацело, а магнетит гематитизирован. Минеральный состав зоны: (Аб), Бу, Ор, Кв, Мн, Кар, Гм. На выклинивании рудных тел и на больших глубинах эта зона непосредственно контактирует с жилой.

Химизм преобразования ($\Delta d_V = -0,16$):



III. Зона гидрослюдизации присутствует во всех частных разрезах, но состав ее подвержен сильным вариациям. Мощность зоны 0,7—0,5 мощности жилы. В ней происходит замещение помимо амфибола, сфена, плагиоклаза и магнетита также биотита, по которому, как и по плагиоклазу, развиваются гидрослюда и скопления гематита, замещаемого пиритом. В целом эта зона наиболее устойчива в разрезах малых глубин, где обычно ее минеральный состав: Ор, Кв, Гс, Пт.

Химизм формирования состоит в заметном выносе натрия, кальция, магния, железа и привносе кремнезема и гидроксильной группы ($\Delta d_V = -0,35$):



На средних глубинах (300—400 м), а на флангах вблизи выклинивания и на малых глубинах (0—200 м) зона гидрослюдизации непосредственно примыкает к рудным жилам халцедоновидного кварца.

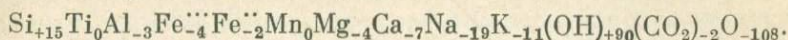
В разрезах больших глубин (500—600 м) преимущественно развита подзона гидрослюдизации и адуляризации (IV в). В ней не только устойчив ортоклаз, но развивается также водно-прозрачный, иногда с кристаллографическими очертаниями адуляр.

Наблюдаются перекристаллизация лейкоксовых псевдоморфов и образование рутила.

IV. Зона сплошной каолинизации имеет мощность, составляющую 0,2—0,1 мощности жилы. Минералогически она характеризуется замещением всех первичных минералов, кроме кварца. Помимо амфибола, сфена, плагиоклаза и биотита в этой зоне вступает в реакцию ортоклаз, по которому развивается агрегат каолинита, гидрослюды, ничтожного количества анкерита, а иногда нонтронита, хлорита и кварца. Лейкоксен повсеместно замещен рутилом, а магнетит пиритом. Следы первичной структуры отсутствуют, даже псевдоморфозы по полевым шпатам и сфену теряют свои очертания.

Устойчивая минеральная ассоциация: Као, Кв, (Гс), (Нон + Хл + Кар), Пт. Зона сплошной каолинизации присутствует в разрезах боковых пород лишь в верхних горизонтах месторождения. Уже в разрезах интервала 100—200 м при интенсивной каолинизации частично или полностью сохраняется ортоклаз.

Химизм формирования зоны сплошной каолинизации состоит в существенном выносе щелочей, Са, Mg, Fe⁺⁺ и привносе Si и OH. Глинозем инертен ($\Delta d_V = -0,10$):



V. Халцедоно-кварцевые рудные жилы представлены окремненными нацело брекчиями, мощность которых обычно составляет 0,1 мощности всей колонки. Эти жилы образовались за счет переотложения кремнезема, особенно если учесть, что вынос кремнезема фиксируется наиболее четко из зоны монтмориллонитизации и гидрослюдизации, а эти зоны и являются как раз внутренними на глубоких горизонтах метасоматической системы. Если рассмотреть эволюцию колонки в вертикальном направлении, то легко можно обнаружить нарастание окремнения снизу вверх. Таким образом, кремнезем боковых пород, вытесненный с нижних горизонтов, переотлагается в полостях верхних горизонтов.

Трехмерная зональность метасоматической колонки

Метасоматическая колонка аргиллизации не сохраняется неизменной по простиранию и падению рудной залежи. Наиболее полное ее развитие наблюдается главным образом в центральной части месторождения и на глубинах до 100 м от современной дневной поверхности.

Рассмотрение схемы зональности показывает, что зона сплошной каолинизации систематически выпадает во всех разрезах начиная с глубины 100—200 м. В контакте с жилой здесь находится либо зона промежуточного характера, где наряду с ортоклазом (или адуляром) устойчивы каолинит и гидрослюда, либо зона, где даже сохраняются гематит и реликты биотита (большие глубины).

Выпадение внутренних зон сопровождается также некоторым изменением минерального и химического состава. При этом внешняя зона (карбонатизации и слабой хлоритизации) сохраняет свой состав во всех без исключения частных разрезах.

Зона монтмориллонитизации (II) также прослеживается во всех разрезах, но состав ее существенно зависит от положения в пространстве. Так, на малых глубинах и в центральной части месторождения она имеет более простой состав, в то время как на умеренных и больших глубинах в ней почти повсеместно частично сохраняется альбит.

Зона гидрослюдизации еще более существенно варьирует по составу в зависимости от пространственного положения. Наиболее простой и равновесный ее состав на малых глубинах, а на умеренных и больших в ней наблюдаются минералы внутренней зоны (каолинит), а также новообразования калиевого полевого шпата (адуляра), в то время как сохраняется частично даже гематит.

Вынос калия составляет главную особенность внутренней зоны (каолинизации), зависимость которой от положения в пространстве

имеет уже качественный характер, т. е. она выклинивается в разрезах умеренных и больших глубин.

Таким образом, главной особенностью метасоматической колонки является ее закономерное пятичленное строение и последовательная смена минеральных ассоциаций в направлении уменьшения сосуществующих фаз. Вторая ее особенность заключается в наличии явных элементов вертикальной зональности, состоящей в последовательном выпадении внутренних зон. Третье важное обстоятельство — это преобладание во внешней и промежуточной зонах выноса кремнезема и отложение его во внутренних зонах.

Элементы-примеси и акцессорные минералы

Из числа элементов-примесей неизменных гранит-порфиров и пород сводной метасоматической колонки выделяются U, As, Sb, Hg, Ag, Pb, Zn, Cu, Mo, W, Ni, Co, Sn, Ba, для которых характерна определенная направленность изменения. Содержание U, As, Sb возрастает от неизменных пород к зонам максимальной переработки. Это превышение над фоном неизменных пород составляет 10—20 раз. Напротив, Mo, W, Ag, Pb, Zn, Cu характеризуются снижением их содержания во внутренних зонах. Наконец, такие элементы, как Ni, Co и особенно Sn, отличаются постоянством содержания во всех зонах.

Акцессорные минералы гранит-порфиров в ходе аргиллизации также претерпевают глубокие изменения как в качественном, так и в количественном отношении. Общая схема изменения состоит в последовательном исчезновении магнетита, сфена и появлении пирита, иногда рутила.

Сфен исчезает уже в I зоне, замещаясь агрегатом скрытокристаллического лейкоксена и карбоната. Лейкоксен в зоне IV замещается рутилом. Магнетит также относится к числу минералов, наиболее чувствительных к метасоматическим преобразованиям. Он уже в I зоне частично замещается гематитом, который в свою очередь частично в зоне II и полностью в зоне III замещается пиритом. Циркон и апатит устойчивы в ходе всего процесса, но наблюдения в протолочках свидетельствуют о некотором укрупнении кристаллов того и другого минерала по направлению от внешних к внутренним зонам.

Помимо указанных минералов во всех зонах установлен молибденит, а во внутренних иногда и халькопирит. Однако четкой закономерности в их распределении не наблюдается.

АРГИЛЛИЗИТЫ ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Золото-серебряные низкотемпературные месторождения широко распространены в зонах позднепалеозойской тектоно-магматической активизации и молодого вулканизма. Многочисленные месторождения этого типа известны в пределах всего Тихоокеанского рудного пояса: Забайкалье, Дальний Восток, Северо-Восток, Западное побережье Северной и Южной Америки, Новая Зеландия, Индонезия,

Япония. Подобные же месторождения известны на Балканах и в Карпатах.

Этим месторождениям свойственны черты, обычные для низкотемпературного рудообразования: жильный и штокерковый характер, халцедоно-кварцевый состав жильного выполнения, резкая невыдержанность в морфологии рудных залежей, в составе руд и содержании рудных минералов (серебристого золота, пирита, антимонита, теллуридов золота и др.). Рудные тела, причем очень часто не выходящие на поверхность, залегают в вулканогенно-осадочных породах позднемезозойского возраста, в отложениях межгорных впадин, в эффузивах и в гранитоидах фундамента и особенно

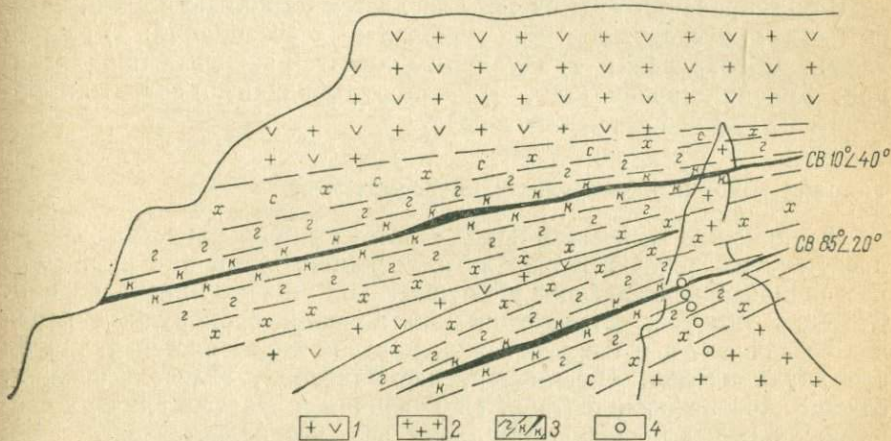


Рис. 5. Зональность аргиллизитов золото-серебряного месторождения.

1 — гранитоиды; 2 — граниты мелкозернистые; 3 — зоны околожильных изменений в виде каолинизации (к), гидросульфатизации (с), хлоритизации (х), карбонатизации (с), 4 — точки взятия проб.

тяготеют к местам сосредоточения нескольких систем долгоживущих разломов.

Рудная минерализация локализуется в структурах третьего и четвертого порядка. Так, например, территория рудного поля БалеЙского месторождения сложена породами вулканогенно-осадочной толщи позднемезозойского возраста и палеозойскими гранитоидами. Гранитоиды относятся к верхнеундинскому комплексу, характеризующему завершающие фазы каменноугольного магматизма [28], а вулканогенные и осадочные породы, распространенные в качестве рудовмещающих на территории месторождения, представлены порфритами, их туфами (талангуйская свита, J_3), конгломератами, песчаниками и алевролитами (тергенская, балеЙская и новотроицкая свиты, $Сг_1$).

Вмещающие породы месторождения даже в значительном удалении от рудных жил обычно в той или иной степени изменены: диориты и граниты — в связи с палеозойским аутометаморфизмом,

верхнеюрским вулканизмом и выветриванием мелового времени; осадочные породы — в связи с процессами седиментогенеза.

Большинство жил месторождения залегает в конгломератах краевой части депрессии и меньшая их часть — в гранодиоритах фундамента (рис. 5).

Рудные тела месторождения сложены халцедоновидным кварцем с подчиненным количеством адуляра, каолинита, карбоната и гидрослюд. Рудные минералы представлены серебросодержащим золотом, незначительным количеством пирита, марказита, арсенопирита, халькопирита, пираргирита, фрейбергита, тетраэдрита, антимонита, при-месью сфалерита, галенита, бурнонита, гессита.

В формировании рудных тел выделяется несколько стадий, которым отвечает следующий ряд минеральных ассоциаций: 1) ранняя халцедоно-кварцевая; 2) адуляро-каолинито-кварцевая продуктивная; 3) кварц-карбонатная, 4) кварц-сульфидная, 5) золото-пираргиритовая; 6) кварц-антимонитовая.

Типовая колонка околорудных метасоматитов

Околорудные изменения пород золото-серебряных месторождений представлены исключительно аргиллизацией, в той или иной мере постоянно сопровождающей все рудные жилы и зоны минерализации. Строение типовой метасоматической колонки околорудных пород и в осадочных, и в магматических породах определяется наличием зон адуляризации, окремнения, каолинизации, гидрослюдизации, слабой карбонатизации (табл. 7). 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. Неизмененные гранодиориты сложены плагиоклазом (60%), кварцем (25%), биотитом (15%). Плагиоклаз (№ 36—40) повсеместно в той или иной мере сосюртитизирован 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 хлоритизирован. В этом случае в нем появляется пирит.

Таким образом, во вмещающих гранодиоритах золото-серебряного месторождения устойчива следующая минеральная ассоциация: *Пл, Би, Ми, Кв, Мт*.

I. Зона хлоритизации — монтмориллонитизации. Это внешняя зона измененных пород, ее относительная мощность достигает 10—13 мощностей жилы. В ней происходит замещение хлоритом биотита, а также частичное замещение плагиоклаза монтмориллонитом и карбонатом. Присутствует гематит и появляется пирит. Состав хлоритизированного гранодиорита: *Аб, Ми, Хл, Му, Кв, Кар, Пт, Гм*.

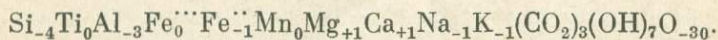
Характерной особенностью этой зоны является замещение биотита хлоритом, избирательная гидратация (монтмориллонитизация) плагиоклаза, появление пирита.

ТАБЛИЦА 7

Схематическая метасоматическая колонка аргиллизитов
золото-серебряных месторождений

Фазы и компоненты	Номера зон и их наименование				
	0. Неизменная порода	I. Хлоритизация — монтмориллонитизация	II. Гидрослюдизация	III. Каолинизация	IV. Окремнение
Минералы	Плагиоклаз Биотит Микроклин Кварц Магнетит	Альбит Монтмориллонит Хлорит Микроклин Кварц (Карбонат) Гематит	Гидрослюда (Каолинит) Калишпат Кварц (Пирит)	(Гидрослюда) Каолинит Кварц (Пирит)	(Каолинит) Кварц (Пирит)
Инертные компоненты	Al, K, Na, Fe ⁺⁺⁺ , Fe ⁺⁺ , Ca, Mg	Al, K, Na, Mg	Al, K	Al	—

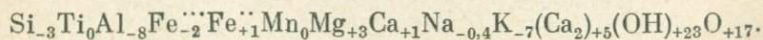
Преобразование состава при переходе от неизменной породы к зоне хлоритизации — монтмориллонитизации определяется формулой ($\Delta d_V = 0,05$)



II. Зона гидрослюдизации распространена повсеместно в разрезах околожилных пород. Отличительной ее особенностью является полное замещение плагиоклаза мелкочешуйчатой гидрослюдой. Хлорит предыдущей зоны обесцвечивается и замещается гидрослюдой. Вдоль волосовидных трещинок в кварце иногда развивается новообразованный адуляр.

Устойчивая ассоциация: *Gc, Kpl, (Kao), Kc, Pt.*

Мощность зоны составляет 2,5—6 мощностей соответствующих жил. Химизм преобразования I → II определяется формулой ($\Delta d_V = 0,06$)

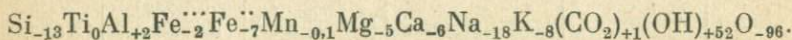


III. Зона сплошной каолинизации. Это внутренняя зона измененных пород. Она часто непосредственно примыкает к рудным жилам. Нередко во внутренней ее части возрастает окремнение. Минеральные преобразования состоят в полном исчезновении всех первичных минералов, за исключением кварца. Псевдоморфозы по биотиту не сохраняются, лишь иногда на месте биотита наблюдается

повышенное количество карбоната и серицита. Плагноклаз 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.

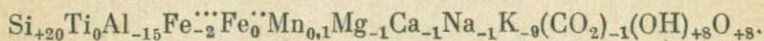
Возле маломощных жилок (особенно на выклинивании) калишпат сохраняет устойчивость до самого контакта с жилой. При этом в породе заметно повышенное количество гидрослюда.

В этом случае внутренняя зона, по существу, является смешанной зоной гидрослюдизации — каолинизации. Мощность зоны сплошной каолинизации обычно составляет 1—3 мощности жилы. Химизм преобразования ($\Delta d_V = 0,15$):



IV. Зона окремнения. Увеличение содержания новообразованного кварца в экзоконтакте жил свойственно большинству изученных разрезов. Однако самостоятельное значение зона окремнения 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 кварцевые жилы, возможно, образуются крустификационно-метасоматическим путем. Химические анализы повсеместно фиксируют увеличение содержания кремнезема в центральной зоне изменений, и лишь в разрезах малых глубин в экзоконтактовой зоне кварцевых жил наблюдается снижение содержания кремнезема, происходящее параллельно с увеличением роли калия.

Химизм формирования зоны окремнения состоит в дальнейшем выносе оснований и заметном увеличении содержания кремнезема и иллюстрируется (переход I → IV) следующей формулой ($\Delta d_V = 0,00$):



V. Зона адуляризации. 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, сложенная почти нацело адуляром.

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.

В ходе аргиллизации наряду с перераспределением породообразующих компонентов происходит перераспределение и элементов-примесей. Судя по данным полуколичественного спектрального анализа, содержание Ni, Co, Ba заметно снижается. Содержание Mo, W, Sn, Cr, V, Zr остается на одном уровне (уровне кларко-

вых значений для соответствующих типов пород). Содержание Ag, Sb заметно возрастает. Повсеместно наблюдается повышение содержания As.

АРГИЛЛИЗИТЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МЕДНОПОРФИРОВЫХ РУД И КВАРЦЕВЫХ ЖИЛ С ФЕРБЕРИТОМ И ХАЛЬКОПИРИТОМ

Околорудная гидрослюдизация и аргиллизация в связи с кварц-ферберитовыми жилами, с кварц-халькопиритовыми жилами и меднопорфиоровыми рудами, согласно Т. Ловерингу [120], Р. Сайлсу и К. Майеру [125] и Г. Шварцу [129], характеризуется такой схемой зональности: рудная жила, окварцевание, серицитизация, каолинизация, монтмориллонитизация и гидрослюдизация, слабоизмененная и неизменная порода.

Внутренняя зона серицитизации, согласно Т. Ловерингу, является наложенной. Это подтверждается и наблюдениями Г. Шварца, согласно которым серицит-пирит-халькопиритовая зона помещается между зонами гидрослюдизации и слабого изменения.

Околожильная аргиллизация на среднетемпературных молибденовых и золотых месторождениях проявляется в заключительный период рудного процесса либо в околожильном пространстве кварц-карбонатно-сульфидных жил, либо в пострудную стадию. В том и другом случае зональность сходная; рудная жила, каолинизация, гидрослюдизация, биотитизация или хлоритизация, неизменная порода.

Аргиллизация рассматриваемого типа происходит в низкотемпературных условиях под воздействием слабосильных 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.

К подобному же типу, вероятно, относится и аргиллизация на сульфидно-касситеритовых месторождениях [35].

АРГИЛЛИЗИТЫ ФЛЮОРИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Низкотемпературные (и переходные к среднетемпературным) флюоритовые месторождения, являющиеся главным источником технического плавикового шпата, распространены, как и другие эпitherмальные месторождения, преимущественно в зонах позднемезозойской тектоно-магматической активизации и альпийской металлогении. Такие месторождения наиболее многочисленны в Забайкалье (Солонечное, Усугли, Калангуйское и др.), а также известны в Средней Азии и других районах.

Флюоритовые месторождения Забайкалья представлены жилами и грубоштокверковыми залежами, локализующимися в гранитоидах, а также в метаморфических песчано-сланцевых и карбонатных породах. Считается, что генетически они связаны с послейюрскими

лейкократовыми и субщелочными гранитоидами. Рудные тела, обычно неправильной формы, сложены халцедоновидным кварцем, кристаллическим или коломорфным флюоритом с незначительной примесью

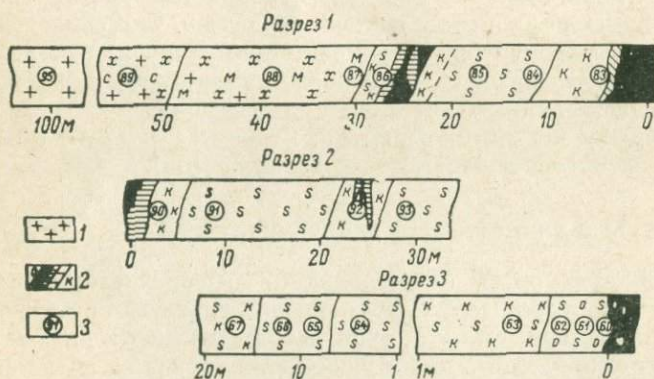
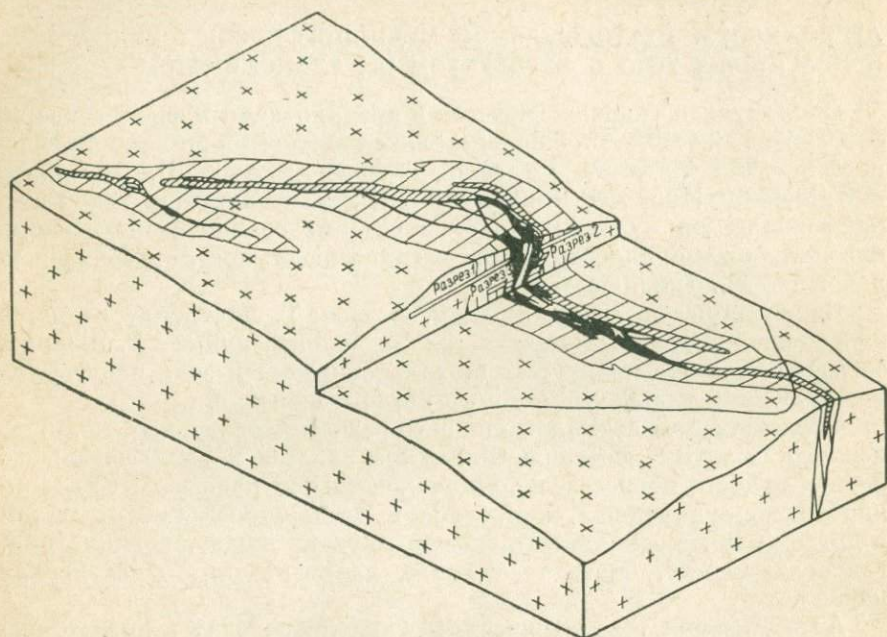


Рис. 6. Блок-диаграмма и деталильные разрезы аргиллизитов флюоритового месторождения. 1 — граниты; 2 — кварц-флюоритовые рудные тела с изменениями около них в виде окремнения (о), каолинизации (к), серицитизации (с), монтмориллонизации (м), хлоритизации (х); 3 — точки взятия проб.

рудных минералов: марказит-пирита, а иногда антимонита и киновари. В качестве окolorудных преобразований в алюмосиликатных породах повсеместно распространена аргиллизация, а в случае карбонатных пород — выщелачивание и слабое окварцевание. Наиболее

четко процессы околорудной аргиллизации проявлены возле рудных тел, залегающих в однородной среде — в гранитоидах (месторождение Солонечное) или в метаморфических породах (Усугли). В том и другом случае в незначительном удалении от месторождений распространены позднемезозойские субщелочные гранитоиды и вулканогенные образования, а на территории рудных полей дайки основного и субщелочного состава.

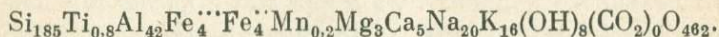
В пределах флюоритоносных минерализованных зон, имеющих протяженность до 1 км, располагается серия линзовидных халцедоно-кварцевых с флюоритом или чисто флюоритовых рудных тел, разделенных блоками брекчированных и интенсивно аргиллизированных пород (рис. 6). Максимальная мощность рудных тел составляет 20—30 м, но резко меняется по простиранию и с глубиной.

Содержание флюорита в целом высокое, заметно уменьшается с глубиной при сохранении халцедоновидного кварца и аргиллизации боковых пород.

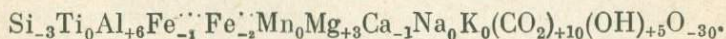
Результаты термобарометрических исследований флюорита (Солонечное) свидетельствуют об изменении температурного режима от ранних стадий к поздним в интервале 240—80° С.

Типовая колонка околорудной аргиллизации

0. Неизменная порода. Амфиболо-биотитовый гранит имеет состав: *Pl, Or, Kfs, Bt, Amph, (Mn, An, Cfs, Crp)* ($d_V = 2,63$);

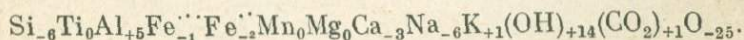


I. Зона хлоритизации и слабой карбонатизации имеет мощность, соизмеримую с мощностью рудной залежи, и характеризуется полным исчезновением амфибола, замещенного агрегатом хлорита и карбоната, а также хлоритизацией биотита, лейкоксенизацией сфена и слабой карбонатизацией внутренних частей кристаллов плагиоклаза. Устойчивая минеральная ассоциация: *Pl, Or, Kfs, Xl, Car, Mn*. Химизм преобразования состоит в некотором выносе железа и кальция ($\Delta d_V = 0,01$):



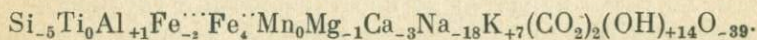
II. Зона хлоритизации и монтмориллонитизации имеет мощность 0,5—0,3 мощности рудного тела. Наряду с полной хлоритизацией биотита наблюдается интенсивное замещение плагиоклаза агрегатом монтмориллонита, гидрослюда и карбоната. Магнетит повсеместно гематитизирован, иногда встречается пирит. Устойчивая минеральная ассоциация: *Ab, Or, Kfs, Mn, Xl, Pm, (Car)*.

Химизм преобразования состоит в выносе кремния, железа, кальция и натрия ($\Delta d_V = -0,06$):



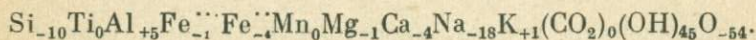
III. Зона гидрослюдизации. Мощность этой зоны иногда превышает даже мощность предыдущей зоны. Однако это является, по-видимому, следствием осложнения зональности наличием апофизы рудного тела. В этой зоне наблюдается замещение редких остатков хлорита и роговой обманки, а также всего плагиоклаза агрегатом тонкочешуйчатой гидрослюды. Хлоритизированный биотит также нацело замещен гомоосевыми псевдоморфозами светлой гидрослюды. Наблюдается возрастание количества кварца, магнетит отсутствует, количество гематита и пирита сокращается.

Устойчивая минеральная ассоциация: *Op, Kc, Gc, Gm*. Химизм преобразования состоит в выносе железа, кальция, магния, натрия и привносе OH ($\Delta d_V = -0,19$):



IV. Зона каолинизации. Имеет мощность 0,2—0,25 мощности основного рудного тела. Характерной реакцией является метасоматическое замещение гидрослюды и ортоклаза каолинитом. Количество гематита и пирита в этой зоне продолжает убывать, лейкоксен замещается рутилом. Порода здесь имеет состав: *Kc, (Gc + Kao), (Gm, Фл, Ру)*.

Химизм замещения состоит в выносе железа, магния, кальция, натрия, калия и привносе OH ($\Delta d_V = -0,17$):



V. Зона окремнения. Имеет обычно мощность от 0,03 до 0,04 мощности основного рудного тела и связана с последним непосредственными переходами. Она сложена кварцем (первичным и новообразованным), а также реликтовыми минералами предыдущих зон. В ней устойчивы лишь кварц, рутил и флюорит. Состав ее непостоянен, так как наряду с метасоматическим способом в ней происходит минералообразование и крустификационным путем. Иногда в этой зоне сохраняется ортоклаз.

Рассмотрение описания минеральных парагенезисов различных зон, а также химических преобразований в зонах позволяет обосновать схему метасоматической зональности и наметить ряд возрастающей подвижности компонентов. Эта схема свидетельствует о направленном уменьшении числа сосуществующих устойчивых минеральных фаз от внешних зон к внутренним и об уменьшении числа инертных компонентов (табл. 8).

Состав элементов-примесей свидетельствует об отсутствии накопления рудных элементов, свойственного каолинизации других типов. В то же время обращает на себя внимание поведение Zr. Этот элемент, вообще достаточно устойчивый в средне- и низкотемпературных метасоматических процессах, в данном случае характеризуется увеличением содержания во внутренней зоне, достигающим 10-кратного превышения над фоновым уровнем неизмененных пород.

Незначительное содержание во всех зонах пирита и ничтожное содержание, судя по анализам, SO_3 свидетельствует о подчиненной

Схематическая метасоматическая колонка аргиллизитов флюоритовых месторождений

Фазы и компоненты	Номера зон и их наименование						
	0. Неизменный гранит	I. Карбонатизация и хлоритизация	II. Монтмориллонитизация	III. Гидрослюдазация	IV. Каолинизация	Va. Окремнение	Vб. Окремнение и флюоритизация
Минералы	Амфибол Плагиоклаз (Альбит + анортит) Биотит Калиевый полевой шпат Кварц Сфен Магнетит Карбонат	Альбит Анортит Хлорит Ортоклаз Кварц Лейкоксен Магнетит (Карбонат)	Альбит Монтмориллонит Хлорит Ортоклаз Кварц Лейкоксен Магнетит	Гидрослюда Ортоклаз Кварц Рутил Гематит	(Гидрослюда) Каолинит Ортоклаз Кварц Рутил (Гематит)	(Гидрослюда) (Каолинит) Ортоклаз Кварц Рутил (Гематит)	(Гидрослюда) (Каолинит) Кварц Рутил (Гематит) (Флюорит)
Инертные компоненты	Al, K, Mg, Na, Ca, Fe ⁺⁺⁺ , Fe ⁺⁺	Al, K, Mg, Na, Fe ⁺⁺ , Fe ⁺⁺⁺	Al, K, Mg, Na, Fe ⁺⁺⁺	Al, K, Mg, Fe ⁺⁺⁺	Al, K	Al, (K)	(Al)

роли в составе аргиллизующих растворов сероводородной и серной кислот.

В ходе окolorудной аргиллизации помимо породообразующих глубокие изменения происходят в составе и содержании аксессуарных минералов.

Первое, что обращает на себя внимание — это почти десятикратное сокращение выхода тяжелой фракции (от 2,3% в неизменных гранитах до 0,3% в зоне каолинизации и окремнения).

При переходе к зоне хлоритизации — карбонатизации происходит скачкообразное уменьшение содержания сфена, в то время как магнетит, хотя и убывает, но еще остается главным аксессуарным минералом. Зато при переходе к следующей зоне (монтмориллонит-

заци) он практически полностью замещается гематитом и отчасти пиритом. Количество пирита в общем незначительно, но закономерно возрастает от внешних зон к внутренним. Во внутренних зонах наблюдается также новообразованный рутил. Флюорит присутствует во всех зонах, кроме неизмененных гранитов.

АРГИЛЛИЗИТЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ГОРНОГО ХРУСТАЛЯ

Аргиллизация в качестве характерного окolorудного процесса хрусталеносных кварцевых жил стала известна совсем недавно в результате работ В. И. Бергера [7] на юге Алданского щита. Хрусталеносные кварцевые жилы залегают в

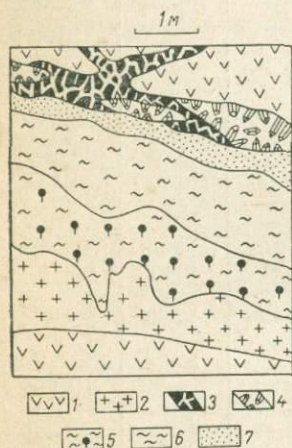


Рис. 7. Разрез аргиллизитов месторождения горного хрусталя (по В. И. Бергеру [7]). 1 — кварцит; 2 — микроклиновый гранит; 3 — кварцевая жила; 4 — хрусталеносные полости; зоны: 5 — серицитизации, 6 — каолинизации, 7 — окварцевания.

кварцитах иенгрской серии архейского метаморфического комплекса, а также в прорывающих их позднеархейских микроклиновых и аляскитовых гранитах (рис. 7).

Кварцевые жилы залегают изолированно, реже образуют штокверковые зоны. Строение и состав жил достаточно просты: они сложены кварцем друзовидной или параллельно-шестоватой текстуры.

Формирование хрусталеносных полостей происходило во вторую стадию минерализации в результате дробления и залечивания первичных жил. Температура хрусталеобразования, судя по данным термобарометрии, 250—130° С.

Гидротермальные изменения около хрусталеносных жил проявляются избирательно, мономинеральные кварциты не подвергаются почти никакой переработке, кроме перекристаллизации, в то время как в гранитах наблюдается отчетливая зональность: зона гидрослюдизации — серицитизации; зона каолинизации; зона окварцевания (табл. 9).

0. Неизменная порода — микроклиновый гранит, минеральный состав которого: *Pl, Mu, Kfs, Bt, Mt*.

I. Зона серицитизации имеет мощность, в 2—10 раз превышающую мощность жилы. В ней наблюдается замещение плагиоклаза микрочешуйчатым серицитом, иногда совместно с карбонатом; по биотиту развивается серицит, а также гематит.

Микроклин устойчив, хотя иногда наблюдается его частичное замещение каолинитом.

Устойчивая минеральная ассоциация: *Mu, Ser, Gm*.

Химизм замещения состоит в выносе железа, кальция, магния и натрия.

II. Зона каолинизации имеет мощность в 2 раза больше мощности жилы. В этой зоне происходит замещение всех породообразующих

ТАБЛИЦА 9

Схематическая метасоматическая колонка аргиллизитов
хрусталеносных месторождений

Фазы и компоненты	Номера зон и их наименование			
	0. Неизмененный гранит	I. Серицитизация	II. Каолинизация	III. Окварцевание
Минералы	Плагиоклаз Микроклин Биотит Кварц Магнетит	Микроклин Кварц Гематит Серицит	Каолинит Кварц Гематит	Кварц Гематит
Инертные компоненты	Al, K, Fe ⁺⁺⁺ , Fe ⁺⁺ , Mg, Na, Ca	Al, K, Fe ⁺⁺⁺	Al	—

минералов агрегатом каолинита и кварца. Порода теряет первичную структуру, она сложена агрегатом каолинита, кварца и небольшим количеством реликтов серицита и микроклина.

Устойчивая минеральная ассоциация этой зоны: *Као*, *Кв*.

Химизм преобразования состоит в выносе всех компонентов, кроме SiO₂ и Al₂O₃, и привносе OH.

III. Зона окварцевания наблюдается непосредственно по границам хрусталеносных полостей и имеет мощность, соизмеримую с мощностью жилы. Эта зона сложена практически мономинеральным агрегатом кварца, реликтами каолинита и гематита.

Состав аргиллизирующих растворов, судя по результатам анализа водных вытяжек, преимущественно хлоридный, в некоторых случаях хлоридно-бикарбонатный.

ГЛАВА V

ОКОЛУРУДНЫЕ ПОРОДЫ
НИЗКОТЕМПЕРАТУРНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
ОБЛАСТЕЙ СОВРЕМЕННОГО
И ДРЕВНЕГО ВУЛКАНИЗМА

Явления «обеления» пород под воздействием гидротермальных растворов или активизированных метеорных вод известны издавна в областях сольфатарно-фумарольной деятельности. Более того, эти гидротермально измененные породы одни из первых привлекли

внимание исследователей, но только в последние десятилетия благодаря работам вулканологов стали известны основные закономерности генезиса этих образований. Характерными примерами подобных областей являются Камчатка, Курильские о-ва, Япония, Сицилия (современный вулканизм); Кавказ, Камчатка, Закарпатье (третичный вулканизм); Забайкалье, Дальний Восток (нижнемеловой и юрский вулканизм); Казахстан (палеозойский вулканизм) [1, 2, 16, 32, 79, 68, 92 и др.].

Среди различных метасоматических процессов наиболее широко распространена сольфатарная аргиллизация.

В вулканических областях в процессе перемещения из глубин Земли к ее поверхности огромных масс магматического материала транспортируются растворенные в магме летучие компоненты и рудное вещество. В приповерхностных условиях, в зонах относительно пониженного давления, летучие компоненты покидают магму и начинают самостоятельную геохимическую жизнь. Вследствие этого магматические продукты вулканической деятельности (лавы, туфы) нередко имеют свежий облик и практически не затронуты процессами автометаморфизма.

С другой стороны, отделившиеся летучие вещества стимулируют развитие интенсивной и продолжительной гидротермальной так называемой поствулканической деятельности. Строго говоря, гидротермальная деятельность вовсе не обязательно сопровождается «вспышками» вулканизма; она опережает последние, синхронна им и в течение длительного времени их сопровождает. Причины этого, как мы увидим ниже, в большей подвижности эманаций и в вовлечении в сферу действия вадозных вод. Так, например, активное функционирование термальных источников Долины Гейзеров на Камчатке продолжается в течение всего четвертичного периода. Эманации и гидротермальные растворы ювенильного происхождения на пути своего следования к земной поверхности неизбежно вступают в контакт с подземными водами, активизируя последние. Согласно оценке видных вулканологов только 10—30% воды гидротермальных поствулканических растворов приносится глубинными эндогенными эманациями. Подземные воды вместе с тем являются важными факторами дифференциации эманаций: различные компоненты газов в разной степени растворимы в воде. Поэтому отфильтрованные эманации существенно меняют свой состав.

Характерна следующая направленность эволюции состава гидротерм по мере их движения к поверхности: от слабокислых (за счет угольной кислоты) до слабощелочных (в зоне дегазации CO_2); затем вновь до сильнокислых (за счет окисления H_2S до H_2SO_4) и вновь до слабощелочных после взаимодействия с породами.

АРГИЛЛИЗИТЫ ОБЛАСТЕЙ СОВРЕМЕННОГО ВУЛКАНИЗМА

Аргиллизиты областей современного вулканизма имеют обычно площадное распространение. Как правило, для них не наблюдается четкого тектонического контроля, и смена фаций происходит в верти-

кальном направлении. Наиболее характерна следующая зональность: пористые опалиты, опал-алунитовые, кварц-диккитовые (аргиллизированные), кварц-серицитовые, пропицитизированные породы. Одновременно минерализация самородной серой сменяется сульфидной минерализацией.

В этой схеме зональности, как нетрудно видеть, присутствуют фации, свойственные не только собственно аргиллизитам, но также вторичным кварцитам и пропицитам. Наличие их в одной генетически неделимой колонке свидетельствует, по мнению С. И. Набоко, об искусственности противопоставления формаций вторичных кварцитов, пропицитов и аргиллизитов.

Состав гидротерм в областях современной гидротермальной деятельности может быть непосредственно изучен. Такие данные в настоящее время достаточно многочисленны. Так, кислотность — щелочность изменяется следующим образом: выжимки поровых растворов из опалитов имеют кислотность $pH = 1$, состав растворов сульфатно-хлоридный с существенным участием хлора.

Согласно С. И. Набоко, формация вторичных кварцитов наиболее полно проявляется в областях восходящего потока концентрированных растворов, имевших высокую температуру и в незначительной степени разбавленных метеорными водами. На месторождении «Серное кольцо» на о. Парамушир, судя по данным бурения, поверхностная зона пористых опалитов, сходная с таковой на современных активных полях, сменяется на глубине 60 м кварц-алунитовыми, на глубине 90 м — кварц-диккитовыми и кварц-серицитовыми, а на глубине 140 м — слабо пропицитизированными породами.

Растворы из зон алунитизации имеют существенно сульфатный состав и $pH = 2$; растворы из зон каолинизации характеризуются сложным составом с преобладанием сульфат-аниона при $pH = 5$.

Типичная для зон пропицитизации основных пород минеральная ассоциация: хлорит + карбонат + кварц с гидрослюдой, ангидритом, сфеном, адуляром, альбитом, эпидотом, цеолитом — развивается под воздействием слабокислых ($pH = 6$) сульфатно-хлоридно-гидрокарбонатных растворов.

АРГИЛЛИЗИТЫ В ОБЛАСТЯХ МОЛОДОГО ВУЛКАНИЗМА

Типовым примером этого рода является Центрально-Камчатская рудная зона, протягивающаяся широкой полосой на расстояние 1300 км. На всем протяжении этой зоны распространены различные интрузивные, вулканогенно-осадочные породы и эффузивы (Сг—Т). Все они интенсивно изменены гидротермальными процессами, причем гидротермальные изменения четко контролируются тектоническими нарушениями, оперяющими Центрально-Камчатский глубинный разлом. Вследствие отчетливого тектонического контроля гидротермально измененные породы имеют характер кулисообразных линейно-вытянутых зон, как правило, несущих ту или иную рудную минерализацию. Масштабы этих зон измеряются сотнями (до тысячи и более) метров по простиранию и первыми сотнями метров по мощности.

Наряду с аргиллизированными породами, преимущественно свойственными образованиям верхнего структурного яруса, ассоциирующими с экструзивными проявлениями, достаточно широко распространены в среднем и нижнем структурных ярусах группы фаций, относимых ко вторичным кварцитам, прожилитам и ортоклазовым метасоматитам.

М. М. Василевским [15], изучавшим метасоматиты этого региона, выделено 10 типов метасоматических колонок по этой территории. Наиболее характерными из них являются следующие четыре: алнейский (I), чемпуринский (II), кадарский (III), озерновский (IV) (рис. 8).

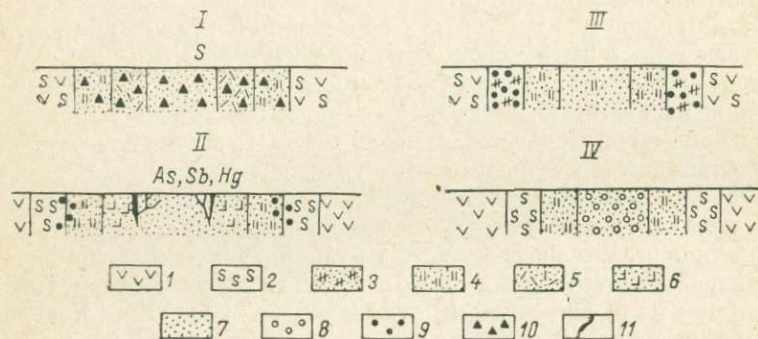


Рис. 8. Типовые разрезы аргиллизитов Центрально-Камчатской рудной зоны (по М. М. Василевскому [15]).

1 — андезиты; 2 — эпидот-хлоритовые и хлорит-карбонатные прожилиты; 3 — породы подзона бейделлитизации гидрослюд и монтмориллонитизации; 4 — серицитовые вторичные кварциты; 5 — алунитовые вторичные кварциты; 6 — дикиитовые вторичные кварциты; 7 — монокварциты; 8 — диаспоро-анадалузитовые кварциты; 9 — участки пиритизации; 10 — участки обогащения самородной серой; 11 — рудные жилы.

Алнейский тип характеризуется следующей зональностью.

0. Андезиты.

I. Зона хлоритизации, карбонатизации и эпидотизации.

II. Зона серицитизации (гидрослюдизации) с самородной серой.

III. Зона алунитизации с самородной серой.

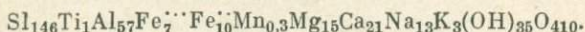
IV. Зона окремнения с самородной серой.

Уже из этой характеристики колонки видно, что алнейский тип зональности свойствен серным рудопроявлениям, залегающим в андезитах.

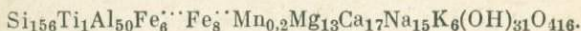
Общая мощность измененных пород алнейского типа достигает 500—600 м. Данные о соотношении мощностей зон отсутствуют.

Аргиллизиты чемпуринского типа имеют следующее строение и состав.

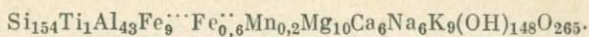
0. Андезиты и порфириты ($d_V = 2,60$):



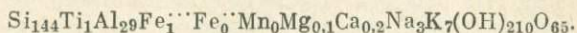
I. Зона хлоритизации, карбонатизации, эпидотизации ($d_V = 2,6$):



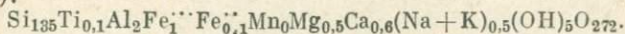
II. Зона серицитизации (гидрослюдизации) с пиритовым обогащением в тыльной ее части ($d_V = 2,5$):



III. Зона каолинизации (диккитизации) ($d_V = 1,8$):



IV. Зона окремнения с сурьмяно-ртутной рудной минерализацией ($d_V = 1,4$):



Разрезы такого типа свойственны большинству мышьяково-сурьмяно-ртутных рудопроявлений и характеризуются полизонным строением. Наблюдается определенная закономерность вертикальной зональности: по падению монокварцевая зона выклинивается; еще далее по падению последовательно выклиниваются следующие зоны, пока не останется одна зона слабой хлоритизации с пиритом. Общая мощность разрезов этого типа в их центральных частях достигает 200 м.

Химизм преобразования состоит в последовательном выносе оснований и щелочей с сохранением лишь глинозема, который выносится лишь в центральной зоне. Отмечается наличие зон калиевого обогащения, а также обогащения железом.

Последовательность перемещения компонентов, судя по равнообъемным формулам, характеризуется направленным выносом оснований и переходом в подвижное состояние последовательно Ca, Fe⁺, Mg, Na, Fe⁺, K.

Аргиллизиты кадарского типа характеризуются следующей зональностью и составом.

0. Андезиты или хлорит-эпидотовые сланцы.

I. Зона слабой хлоритизации, карбонатизации и оталькования.

II. Зона монтмориллонитизации и пиритового обогащения.

III. Зона серицитизации (гидрослюдизации).

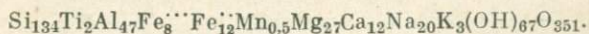
IV. Зона окремнения.

Общая мощность разрезов достигает 200—300 м, причем указывается на увеличение мощности внешних зон. Особенностью разрезов кадарского типа является четкое обогащение пиритом промежуточных зон и обогащение калием, а также кремнеземом внутренних. Наблюдается рассеянная минерализация: Cu, Pb, Ag, Sb, As.

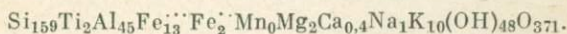
Аргиллизиты озерновского типа характерны для гидротермально измененных пород с высокоглиноземной минерализацией. Им свойственна следующая зональность.

0. Андезит.

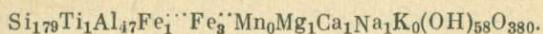
I. Зона слабой хлоритизации и карбонатизации ($d_V = 2,55$):



II. Зона серицитизации (гидрослюдизации) ($d_V = 2,35$):



III. Зона диаспоро-кварцевой минерализации, иногда андалузитизации ($d_V = 2,35$):



Общая мощность разреза достигает нескольких сотен метров; мощность только внутренней зоны составляет 25—40 м. Особенностью разрезов является также отсутствие пирита даже в центральных зонах, где вместо него наблюдается гематит.

Рудная минерализация в связи с изменениями этого типа не установлена. Химизм преобразования состоит в привносе в центральную зону кремнезема и в выносе щелочей и оснований. Разрез характеризует переходные условия от среднеглубинных к малоглубинным.

Вертикальная зональность

Наиболее четко вертикальная зональность устанавливается для разрезов чемпуринского типа. Главной особенностью вертикальной зональности является последовательное выпадение с глубиной внутренних зон. С глубиной строение колонки упрощается, общая мощность измененных пород уменьшается. Оруденение наиболее интенсивно в приповерхностной части разреза, в участках наиболее полного развития колонки. Ртутное оруденение верхних горизонтов с глубиной сменяется мышьяково- и сурьмяно-ртутным.

Разрезы чемпуринского типа вверх по вертикали сменяются разрезами, в которых преобладают сначала алунитизация, а потом появляется самородная сера.

М. М. Василевским [15] на основании этих данных выведена идеализированная схема вертикальной зональности, в которой для наиболее глубоких горизонтов предусмотрен калиевый метасоматоз вплоть до стадии магматического замещения, а для наиболее приповерхностных — окремнение, алунитизация и отложение серы. Вся гамма различных разрезов, рассматриваемых в пределах трех формаций (вторичных кварцитов, пропицитов и ортоклазовых метасоматитов) укладывается в единый ряд и объясняется с позиций эволюции единого раствора. Причем на больших глубинах происходит привнос SiO_2 и K_2O (щелочные, высокотемпературные условия), на средних глубинах Al_2O_3 , SiO_2 инертны, привноса калия также не происходит, напротив, он выносятся. Здесь преобладают среднетемпературные условия и сравнительно слабокислые растворы.

Наконец, на малых глубинах растворы за счет окисления серы приобретают кислую реакцию, осуществляют интенсивный вынос щелочей и оснований. Наряду с изменением состава и состояния растворов, изменяется и их специализация: от медного, отчасти молибденового и полиметаллического оруденения через золото-серебряное до сурьмяно-ртутного и самородно-серного.

СОЛЬФАТАРНАЯ АРГИЛЛИЗАЦИЯ В ОБЛАСТЯХ ДРЕВНЕЙ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ

В районах Забайкалья известны обширные поля интенсивно аргиллизированных кислых и средних эффузивов. Однако среди них отсутствуют внутренние фации — окремнения, алунификации и серные кварциты. Это, вероятно, объясняется сравнительно большой глубиной эрозионного среза.

В таких районах аргиллизация преимущественно контролируется тектоническими структурами (но не вулканическими аппаратами) и имеет характер околорудных преобразований на эпитермальных месторождениях.

В областях еще более древней вулканической деятельности (Р—С) в Казахстане аргиллизация наблюдается достаточно широко в качестве одной из фаций вторичных кварцитов.

В связи с этим надо отметить, что, согласно В. А. Жарикову, между вторичными кварцитами и породами зон сольфатарной аргиллизации нельзя провести резкой границы. При геологических наблюдениях могут быть встречены все промежуточные разновидности. Главным отличием все же следует считать более низкотемпературный характер сольфатарной аргиллизации.

ВЛИЯНИЕ СОСТАВА ИСХОДНЫХ ПОРОД НА ТИП АРГИЛЛИЗАЦИИ

Установлено, что состав центральной зоны аргиллизитов в общем не зависит от состава изменяемых пород, даже если эта зона имеет определенно метасоматическое происхождение. Однако уже зона каолинизации существенно варьирует в зависимости от состава адукта.

Например, в тех случаях, когда в составе аргиллизирующих растворов участвуют анионные группы, способные осаждать выщелачиваемые компоненты, положение меняется. Так, например, аргиллизация под воздействием гидрокарбонатных растворов в кислых породах (гранит) приводит к образованию 40% каолинита и 60% кварца, а аргиллизация в габбро приводит к возникновению каолинит-анкеритового аргиллизита, имеющего состав: каолинит — 47%, анкерит — 33%, кварц — 20%. Четкая корреляция исходного и результирующего состава является следствием инертности в ходе формирования аргиллизита такого важного компонента, как Al_2O_3 .

В случае аргиллизации под воздействием растворов, бедных углекислотой, количество карбоната уменьшается, и если не происходит привноса кремнезема, то возникают аргиллизиты, сложенные почти чистым каолинитом (диккитом). Аргиллизация для основных пород в целом не характерна. Отдельные примеры такого рода имеются в случае аргиллизации даек основного состава или ксенолитов основных пород.

Интересный случай аргиллизации пород основного и ультраосновного состава описан для одного из золоторудных месторождений

Армении, имеющего третичный возраст и относящегося к эпitherмальному типу. Рудная жила залегает на контакте регионально серпентинизированных гарцбургитов с габбро-норитами (рис. 9). Мощность жилы достигает 2 м; боковые породы около нее изменены на расстояние 10—12 м в каждую сторону. Строение колонки измененных пород следующее.

0. Гарцбургиты.

I. Зона оталькования и карбонатизации.

II. Зона карбонатизации и окварцевания.

III. Кварцевая рудная жила.

IV. Зона каолинизации и окремнения.

V. Зона каолинизации и гидрослюдизации.

VI. Зона хлоритизации и карбонатизации.

VII. Габбро.

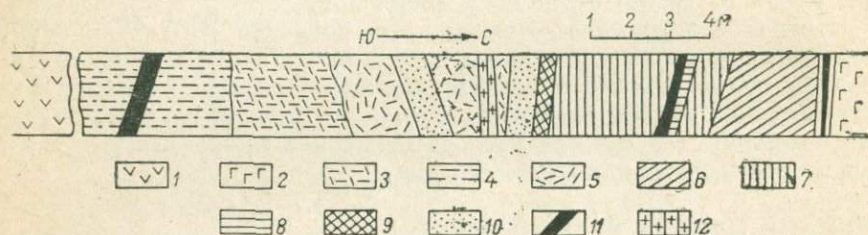


Рис. 9. Аргиллизиты по ультраосновным породам (по Г. А. Саркисяну [89]).

1 — серпентиниты; 2 — габбро, габбро-нориты; порода: 3 — тальк-карбонатная, 4 — кварц-тальк-карбонатная, 5 — кварц-карбонатная, 6 — кварц-хлорит-гидрослюдисто-карбонатная, 7 — кварц-каолин-гидрослюдисто-карбонатная, 8 — кварц-гидрослюдистая, 9 — кварц-каолинистая; 10 — кварцевые жилы; 11 — сульфидные жилы; 12 — дайки диорит-порфири.

Химизм процесса оталькования сводится к привнесу углекислоты и гидроксильной группы, в результате чего происходит новообразование талька и карбоната. Кремнезем в одних зонах связан в тальке, в других освобождается и выпадает в виде кварца вместе с карбонатом.

Химизм аргиллизации состоит, как обычно, в интенсивном выносе оснований и щелочей. Гидротермальные растворы, судя по минеральным ассоциациям аргиллизированных пород, имели слабокислую реакцию. Таким образом, этот пример показывает, что аналогом аргиллизации в ультраосновных породах является оталькование, в то время как серпентинизация отвечает лишь внешней фации, сходной с зоной хлорит-карбонатного (так называемого пропилитового) изменения в колонках аргиллизации.

ГЕНЕЗИС АРГИЛЛИЗИТОВ

Аргиллизиты являются широко распространенной формацией метасоматических пород, особенно типичной для областей молодого и современного вулканизма, а также для телетермальных месторождений и альпийских жил.

Аргиллизация происходит в средне- и низкотемпературных условиях в интервале первой тысячи метров от дневной поверхности, состоит в последовательном замещении порообразующих минералов (полевых шпатов, слюд) глинистыми минералами (каолинитом, гидрослюдой, монтмориллонитом, хлоритом) под воздействием кислых растворов, начальная кислотность которых может быть весьма значительной (до $pH = 1$).

В зависимости от преобладания в составе аргиллизирующих растворов того или иного кислотного начала (HF , HCl , H_2SO_4 , H_2CO_3) есть основание выделять три генетических типа аргиллизации: галоидную, сульфатную (сульфатарную) и гидрокарбонатную.

Галоидная аргиллизация преимущественно свойственна хрусталоносным и флюоритовым месторождениям; сульфатная — областям современного и молодого вулканизма (так называемая сульфатарная аргиллизация), а также телетермальным месторождениям золота, серебра, отчасти настурана.

Гидрокарбонатная аргиллизация свойственна телетермальным месторождениям настурана, сурьмы, а также халцедон-карбонатным и безрудным жилам. По физико-химическим условиям гидротермальная гидрокарбонатная аргиллизация тесно примыкает к супергенной аргиллизации, широко распространенной в корях выветривания.

Несмотря на то, что гидротермальная природа околорудной аргиллизации перестала быть проблематичной уже 50 лет назад, еще и до сих пор высказываются в конкретных случаях сомнения на этот счет. Эти сомнения не беспредметны. Дело в том, что, как уже указывалось выше, гидротермальная аргиллизация непосредственно смыкается в температурном отношении ($50^\circ C$) с аргиллизациями супергенной. Последняя бывает обусловлена либо воздействием гидрокарбонатных холодных вод, слабая кислотность которых объясняется растворением атмосферной углекислоты, либо воздействием сернокислых вод, формирующихся в зонах окисления сульфидных месторождений. Возможны, вероятно, и иные причины ее возникновения.

Каковы же критерии отличия супергенной аргиллизации? Это, во-первых, «размазанность» процесса, отсутствие четкой зональности, смещение минеральных ассоциаций, вялость процесса. Наиболее интенсивно супергенная каолинизация проявляется в самых приповерхностных участках, и минералогически она характеризуется весьма тонкозернистым строением новообразованных каолинитовых агрегатов и отсутствием диккита. Супергенная аргиллизация не распространяется ниже уровня грунтовых вод, и в частности ниже зоны окисления сульфидных месторождений.

В лабораторных условиях аргиллизация воспроизводится сравнительно легко в режиме: $t = 285^\circ C$, при pH растворов (HCl , H_2SO_4), равном 3,0 и повышающемся в ходе опытов до 7,0.

Качественный характер аргиллизации галоидного и сульфатного типов, судя по экспериментальным данным, вполне тождествен. Состав отработанных (лабораторных) растворов, особенно в катионной

части, сходен с составом поровых растворов из природных аргиллизированных пород.

Согласно имеющимся экспериментальным данным, суммированным И. П. Ивановым [33] для системы $H_2O - K_2O - SiO_2 - Al_2O_3$, наблюдается определенная зависимость полей устойчивости тех или иных минеральных ассоциаций. Поля устойчивости двойных минеральных ассоциаций соответствуют метасоматитам различных формаций, в том числе и аргиллизитам. Поле аргиллизитов распространено ниже температуры $350^\circ C$ при малых значениях рН.

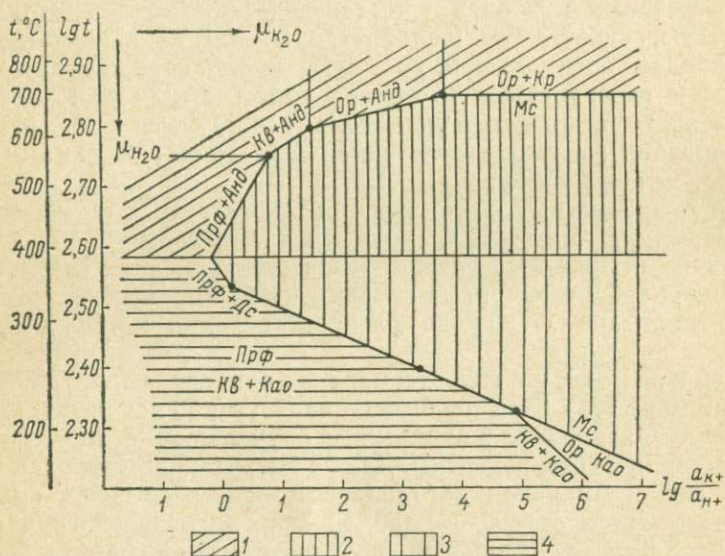


Рис. 10. Диаграмма устойчивости главнейших минеральных ассоциаций околорудных метасоматитов (по И. П. Иванову [33]).

Поля устойчивости минеральных ассоциаций: 1 — ортоклазовых метасоматитов, 2 — грейзенов, 3 — оксеталитов (березитов), 4 — аргиллизитов.

Поле устойчивости каолинита и кварц-каолиновой ассоциации перекрывается, в частности, с полем устойчивости пиррофиллита. Это не случайно, в условиях повышенных температур пиррофиллит, вероятно, может сменять каолинит, особенно в метасоматитах, образующихся по основным породам. Диаграмма устойчивости главнейших минеральных ассоциаций метасоматитов (рис. 10) иллюстрирует соотношение различных метасоматических формаций: аргиллизитов, оксеталитов (березитов), грейзенов, ортоклазовых метасоматитов. Несколько неопределенное положение занимают вторичные кварциты. Эта диаграмма позволяет дать объяснение многочисленным фактам нахождения каолиновой (диккитовой) ассоциации во вторичных кварцитах и редким случаям нахождения ее в оксеталитах (березитах).

ОКОЛУРУДНЫЕ ПОРОДЫ СРЕДНЕТЕМПЕРАТУРНЫХ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ЖИЛЬНЫХ И ШТОКВЕРКОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Согласно существующим представлениям среднетемпературные месторождения образуются в условиях умеренных глубин среди нагретых толщ горных пород под воздействием гидротермальных растворов, постепенно охлаждающихся от 400—300 до 200° С по мере восхождения к дневной поверхности. Эти месторождения представлены обычно относительно простыми жилами, нередко чрезвычайно постоянными по мощности, строению и составу минерализации. Многие жилы прослеживаются без существенных изменений на расстоянии до 1—2 км и более по простиранию и на многие сотни метров по падению. Жилы обычно сложены кварцем, но не халцедоновидным, как низкотемпературные, а сливным белым жильным кварцем. Жильное тело обычно формируется в результате выполнения полостей «крустификационным путем». Рудные минералы многочисленны, но преобладающие руды обычно представлены самородными элементами, сульфидами и окислами.

Формирование руд происходит обычно многостадийно: на отдельных месторождениях выделяется до 6—8 и более стадий. По признаку преобладающего металла выделяются следующие месторождения: молибденовые, оловянные, золотые, свинцово-цинковые. Руды этих месторождений обычно не богатые, оруденение связано со средними стадиями минерализации, оно наложено на жильный кварц, наблюдаются случаи фациальных переходов оруденения, т. е. элементы зональности отложения. Примеры месторождений рассматриваемой группы многочисленны в СССР и за рубежом: Гумбейское на Урале (вольфрам), медно-молибденовые в Закавказье (Каджаран), молибденовые, золото-мышьяковые, молибденово-полиметаллические в Забайкалье (Аманан, Дарасун, Шахтама), оловянные на Дальнем Востоке (Хрустальное) и др.

Генетическая связь среднетемпературных месторождений с материнскими породами устанавливается достаточно отчетливо. Рудоносными являются умереннокислые и кислые гранитоиды, представленные многофазными образованиями, сформировавшимися в два этапа: в первый — собственно интрузивные тела в последовательности понижения основности (габбро, диорит, гранит, аплит); во второй — дайки (малые интрузии) в последовательности микрогранит, гранит-порфир, диоритовый порфирит, диабаз.

Гранитоиды и их жильное сопровождение обычно несут признаки металлогенической специализации: повышенное содержание и направленное изменение концентрации рудных компонентов.

Постмагматическая деятельность сопровождается как собственно интрузивные образования первого этапа, так и малые интрузии. В последнем случае она наиболее интенсивна и сосредоточена преимущественно в околорудном пространстве гидротермальных жил.

Среднетемпературные жильные месторождения встречаются обычно группами вдоль региональных структур, контролирующих распределение их материнских интрузий. Именно на примере преимущественно этих месторождений были выявлены закономерности их поясового распределения — рудные пояса. Среднетемпературные месторождения залегают обычно в незначительном удалении от материнских интрузий, а нередко и собственно внутри массивов. Залегание их среди гранитоидов — достаточно частая особенность. В ряде случаев именно это обстоятельство (постоянство среды) определяет выдержанность их строения и состава, а также постоянство околорудных гидротермальных изменений, очень часто представленных преимущественно серицитизацией.

Таким образом, общими особенностями месторождений рассматриваемой группы является незначительная удаленность от материнских умереннокислых гипабиссальных интрузий, средние глубины распространения и выдержанность залегания, формирование в условиях постоянной или незначительно снижающейся (около 300° С) температуры, наличие сливного крупнокристаллического кварца в качестве жильного выполнения, сложный состав руд, многостадийность образования, проявление зональности отложения, а нередко и телескопирования.

Гидротермальные изменения состоят в гидратации породообразующих силикатов и замещении их серицитом и гидрослюдой, в меньшей мере монтмориллонитом и хлоритом.

Изменение гранитоидов подобного рода известно давно и получило название «березитизации», по названию месторождения на Урале, где оно было впервые описано. Однако в дальнейшем выяснилось, что березитизирующие растворы в основных породах обуславливают возникновение иной минеральной ассоциации, где существенную роль играют карбонаты и хлорит. Этот процесс получил название «лиственнитизации». В других случаях наряду с гидрослюдой и даже тальком и карбонатом появляются новообразованные флогопит и калиевый полевой шпат. Такой процесс получил название «гумбеизация». В ряде случаев, когда внутренние фации (серицитовая) проявлены недостаточно полно, а преобладает хлорит-карбонатное с эпидотом изменение, применяют название «пропилитизация». Были предложены и другие названия преимущественно по преобладающим фациям: серицитизация, ортоклазизация, турмалинизация, хлоритизация и т. д.

Таким образом, единого названия для этого типа изменений, этой формации, пока нет, хотя все исследователи сознают его необходимость. Так, большой знаток измененных пород В. А. Жариков [29] предлагает за всем комплексом изменений оставить один термин — березиты; а крупный специалист по березитам и лиственнитам Н. И. Бо-

родаевский, напротив, всю формацию предлагает именовать «лиственитами». Было предложено [40] для этой формации новое название «оксеталиты», но и оно еще не является общепризнанным.

В качестве типовых примеров рассмотрим околорудную гидрослюдизацию (оксетализацию) молибденовых, вольфрамовых, оловянных, золото-мышьяковых, полиметаллических месторождений.

ОКОЛУРДНАЯ ГИДРОСЛУДИЗАЦИЯ МОЛИБДЕНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Среднетемпературные молибденовые месторождения (Забайкалье, Дальний Восток, Кавказ), как правило, залегают в периферических или в экзоконтактовых частях массивов гранитоидов мезозойского возраста, представляющих собой продукты дифференциации сложных магматических рудоносных комплексов. Месторождения представлены серией кварц-молибденитовых жил, распространенных на площади до 10—15 км² и прослеживающихся на расстояние до 1—1,5 км.

В пределах месторождений выделяется несколько систем рудных жил, представленных как протяженными пологими или крутопадающими кварцевыми жилами, так и невыдержанными, часто ветвящимися, неправильными жильными скоплениями. Нередки также случаи залегания рудных тел месторождений рассматриваемой группы в виде грубоштокверковых залежей. Молибденовые месторождения штокверкового типа имеют наибольшее значение в промышленном отношении. К этому типу относятся такие месторождения, как Кляймекс (США), Коунрад, Бошекуль (Казахстан), Ореkitкан, Жирекен (Забайкалье).

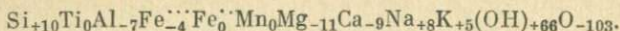
Так, например, одно из советских месторождений этого типа представлено весьма мощным (300 м) и протяженным (более 1 км) рудным штокверком, залегающим внутри массива амфиболо-биотитовых гранитов юрского возраста. Рудное поле месторождения имеет небольшую площадь (около 2 км²) и характеризуется относительно простым компактным строением и высоким содержанием рудного элемента.

В числе рудных минералов этих месторождений установлены молибденит, халькопирит, пирит, шеелит, а также магнетит, арсенопирит, висмутин, сфалерит, блеклая руда, пирротин, гематит, галенит, маггемит, кубанит, отложение которых происходило обычно не менее чем в три стадии: 1) молибденит-пиритовую; 2) молибденит-халькопиритовую, 3) полиметаллическую. Преимущественным распространением пользуются парагенетические ассоциации первой и второй стадий.

Метасоматические изменения пород в связи с месторождениями рассматриваемого типа проявились в виде: 1) аутометасоматизма, 2) контактового выщелачивания, 3) околорудных преобразований.

Аутометасоматическое преобразование приводит к возникновению по диоритам сиенитоподобных пород в результате привноса

кремнезема, калия и других компонентов в количествах, определяемых следующей равнообъемной формулой ($\Delta d_V = -0,06$):



Породы участков контактового выщелачивания представляют собой [3] отчетливо зональные образования с андалузитом и убогой рудной минерализацией в центральных зонах (рис. 11). Их метасоматическая зональность и химизм преобразования следующие (табл. 10).

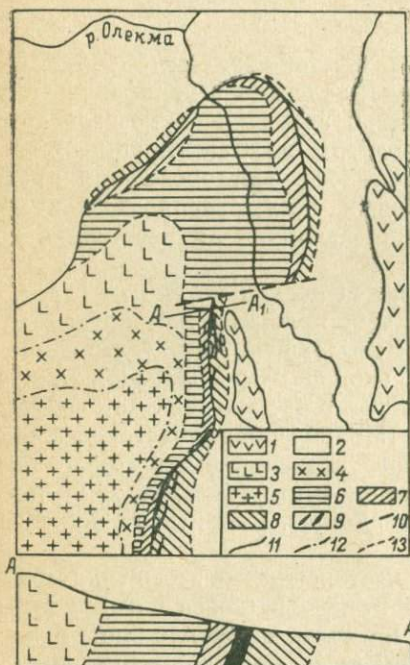
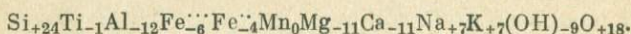


Рис. 11. Схема распространения и зональность андалузитовых метасоматитов (по Г. В. Александрову [3]).

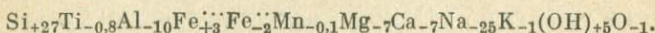
1 — габбро; 2 — биотитовые порфириновые граниты; 3 — диориты и кварцевые диориты; 4 — гранодиориты; 5 — граниты; 6 — кварцевые сиениты; 7 — андзоконтактовые полевшпат-кварцевые метасоматиты; 8 — экзоконтактовые полевшпат-кварцевые метасоматиты; 9 — кварц-андалузитовые и кварцевые метасоматиты; 10 — разломы; 11 — контакты разновозрастных интрузивных пород; 12 — контакты фациальных разновидностей интрузивных пород; 13 — контакты метасоматических пород.

О. Гранит или диорит: *Амф, Пл, Бу, Ор, Кв, Сф, Мт*.

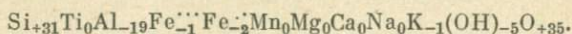
I. Зона фельдшпатизации: *Пл, Бу, Ор, Кв, Ру, Гм* ($\Delta d_V = -0,13$);



II. Зона андалузитизации: *Фл, Ор, Кв, Анд, Ру, Пт* ($\Delta d_V = +0,03$);



III. Зона окварцевания: *Ор, Кв, Ру, Пт* ($\Delta d_V = +0,04$);



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 первых двух зонах.

Схематическая метасоматическая колонка андалузитизации

Фазы, компоненты	Номера зон и их наименование				
	0. Неизменная порода (диорит)	0. Неизменная порода (гранит)	I. Калишпатизированная порода	II. Андалузитовый «полосатик»	III. Окварцованная порода
Минералы	Амфибол Плагноклаз Биотит Ортоклаз Кварц Сфен Магнетит	Плагноклаз Ортоклаз Биотит Кварц Ильменит Магнетит	Плагноклаз Биотит Ортоклаз Кварц Рутил Гематит	Флогопит Ортоклаз Кварц Андалузит Рутил Пирит	Ортоклаз Кварц Рутил Пирит
Инертные компоненты	Ti, Al, K, Mg, Na, Fe ⁺⁺⁺ , Fe ⁺⁺ , Ca	Ti, Al, K, Mg, Na, Fe ⁺⁺ , Fe ⁺ , Ca	Ti, Al, K, Mg, Na, Fe ⁺⁺⁺	Ti, Al, K, Mg	Ti, Al

Но если обратить внимание на дифференцированность замещения плагноклаза и биотита и рассматривать эти минералы, а также амфибол как «двухфазные» системы, то совершенно определенное уменьшение числа породообразующих минеральных фаз от зоны к зоне составит 2 (соответственно 10, 8, 6, 4). В то же время количество инертных компонентов, будучи на единицу меньше числа фаз, также последовательно сокращается: 9, 7, 5, 3.

Так, в I зоне исчезает амфибол (2 фазы), и неравновесна анортитовая составляющая плагноклаза. Однако в силу высокого потенциала K деанортитизация замедляется, что, впрочем, свойственно, как известно, и магматическому процессу. Поэтому плагноклаз отличается несколько повышенной основностью, нежели это требуется условиями равновесия. В качестве новообразованного метасоматического минерала выступает мусковит (серицит).

Во II зоне исчезает раскисленный плагноклаз и лепидомелановая составляющая биотита. Добавляется новая фаза — андалузит. Наконец, в III зоне устойчив только ортоклаз и отвечающий «избыточному компоненту» кварц.

Поведение акцессорных минералов достаточно обычно: сфен в связи с переходом Ca в подвижное состояние в зоне I замещается рутилом, сохраняющимся неизменным до конца процесса (и даже как будто неустойчивым в III зоне), а магнетит при переходе в подвижное состояние Fe⁺⁺⁺ (зона II) замещается пиритом, также

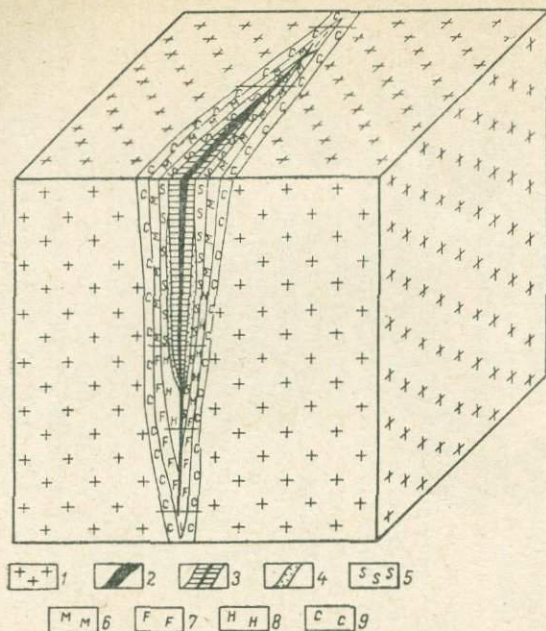


Рис. 12. Метасоматическая зональность околорудных пород молибденовых жильных месторождений.

1 — граниты; 2 — кварц-молибденитовые жилы; зоны: 3 — адуляризации, 4 — альбитизации, 5 — серицитизации и иллитизации, 6 — монтмориллонитизации, 7 — флогопитизации и калишпатизации, 8 — гидросульфидации, 9 — карбонатизации и биотитизации.

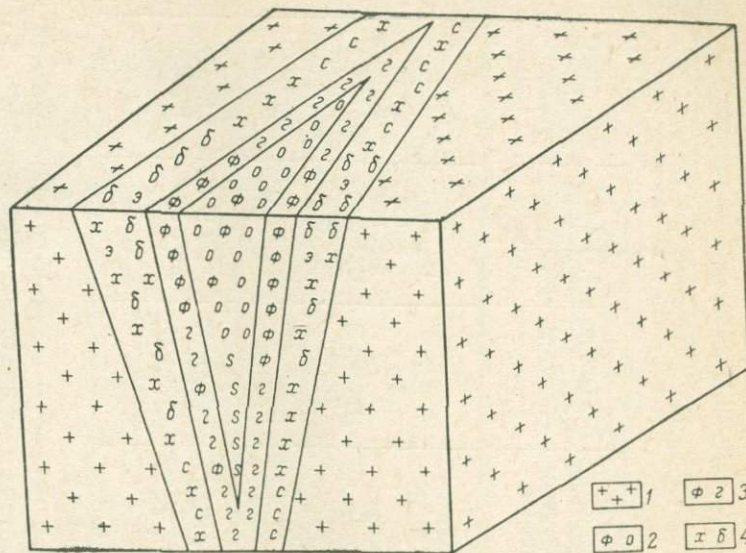


Рис. 13. Схема зональности рудосопровождающих метасоматитов штоковерковых молибденовых месторождений.

1 — граниты; зоны: 2 — калишпатизации — флогопитизации, 3 — флогопитизации — гидросульфидации, 4 — биотитизации, эпидотизации, хлоритизации и карбонатизации.

сохраняющимся до конца процесса. Таким образом, отнесение сфена и магнетита к числу виртуальных минералов не только не нарушает общей схемы метасоматической колонки, но даже уточняет ее.

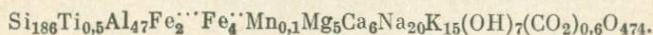
Околорудные породы среднетемпературных месторождений молибдена характеризуются преобладанием серицитизации — адуляризации в случае кварцевых жил и калишпатизации — флогопитизации в случае штокверковых залежей (рис. 12, 13). Метасоматическая зональность и химизм преобразования в колонке околорудных пород кварц-молибденитовых жил отвечает следующей схеме (табл. 11).

ТАБЛИЦА 11

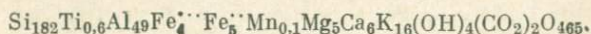
Схематическая метасоматическая колонка оксесталитов кварц-молибденитовых месторождений

Фазы и компоненты	Номера зон и их наименование				
	0. Неизменная порода (гранит)	I. Биотитизация и карбонатизация	II. Монтмориллонитизация	III. Серицитизация	IV. Адуляризация
Минералы	Амфибол Сфен Плагиоклаз Биотит Ортоклаз Кварц Магнетит	Плагиоклаз Биотит Ортоклаз Кварц (Магнетит) Гематит Карбонат Хлорит	Альбит Монтмориллонит Флогопит Ортоклаз Кварц Пирит (Карбонат)	Серицит Ортоклаз Кварц Пирит (Карбонат)	Адуляр Кварц Пирит
Инертные компоненты	Al, K, Mg, Na, Fe ⁺⁺ , Fe ⁺⁺⁺ , Ca	Al, K, Mg, Na, Fe ⁺⁺	Al, K, Mg, Na	Al, K	Al

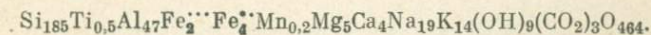
0. Гранит: *Амф, Пл, Би, Ор, Кв, Мт, Сф* ($d_V = 2,64$);



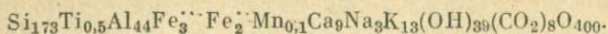
I. Зона биотитизации и слабой карбонатизации: *Пл, Ор, Кв, Би, Мт, (Хл, Кар)* ($d_V = 2,68$);



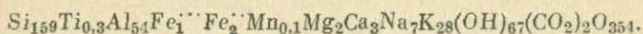
II. Зона монтмориллонитизации: *Аб, Ор, Фл, Кв, Пт, Мн, (Кар)* ($d_V = 2,63$);



III. Зона серицитизации: *Сер, Ор, Кв, Пт, (Кар)* ($d_V = 2,52$);



IV. Зона адуляризации — серицитизации: *Ад, Кв, Сер, Пт* ($d_V = 2,51$);



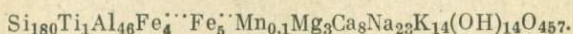
Рассмотрение многочисленных примеров метасоматической зональности околорудных пород кварц-молибденитовых жил показывает, что характер преобразования и строение метасоматической колонки исключительно выдержаны даже при существенных вариациях состава первичных пород. Метасоматическая колонка обычно сложена пятью зонами (включая неизменные породы), и вариации по простиранию и на глубину ограничиваются в большинстве случаев выпадением внутренних зон. Так на месторождении Аманан-Макит интервал выклинивания внутренних зон по падению и простиранию жил составляет 100—200 м. При этом фациальные изменения в зонах по простиранию состоят в проявлении на выклинивании смешанных минеральных ассоциаций и преобладании тонкочешуйчатой гидрослюда иллитового типа, а по выклиниванию на глубину — в преобладании окварцевания, флогопитизации и калишпатизации.

Поведение аксессуарных минералов характеризуется следующими особенностями: при переходе 0 → I происходит замещение сфена лейкоксеном, а последнего при переходе III → IV — рутилом. Магнетит устойчив в зонах I и II, в зоне III замещается гематитом, а в зоне IV пиритом. Циркон и апатит относительно устойчивы во всех зонах. Во внутренних зонах появляется повышенное количество молибденита, халькопирита и блеклой руды.

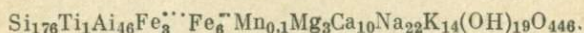
Распределение элементов-примесей характеризуется заметным увеличением содержания молибдена и меди в центральных зонах и обогащением свинцом и цинком в промежуточных.

В случае штокверковых залежей околорудные изменения представлены преимущественно ортоклазизацией с подчиненным участием серицитизации (табл. 12). Метасоматическая колонка имеет следующее строение.

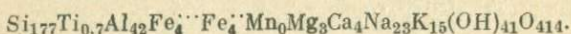
0. Неизменный гранит: *Амф, Сф, Пл, Ор, Бу, Кв, Мт* ($d_V = 2,66$);



I. Зона биотитизации — эпидотизации: *Пл, Бу, Ор, Кв, Эн, Мт, (Кар)* ($d_V = 2,64$);



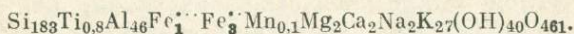
II. Зона флогопитизации — гидрослюдазации: *Аб, Фл, Ор, Кв, Пт, Гс* ($d_V = 2,60$);



Схематическая метасоматическая колонка ксегалитов
штокверковых молибденовых месторождений

Фазы и компоненты	Номера зон и их наименование			
	0. Неизменная порода (гранит)	I. Флогопитизация	II. Деанортитизация	III. Флогопитизация, ортоклазизация
Минералы	Амфибол Сфен Плаггиоклаз Биотит Ортоклаз Кварц Магнетит	Сфен Плаггиоклаз Флогопит Ортоклаз Кварц Пирит	Альбит Флогопит Ортоклаз Кварц Пирит	Флогопит Ортоклаз Кварц Пирит (Карбонат) (Серпичит)
Инертные компоненты	Al, K, Mg, Na, Fe ⁺⁺⁺ , Fe ⁺⁺ , Ca	Al, K, Mg, Na	Al, K, Mg, Na	Al, K, Mg

III. Зона калишпатизации — флогопитизации: *Op, Kв, Фл, (Пт)* ($d_V = 2,55$);



Неизменные породы, например на месторождении Жирекен (Забайкалье), представлены амфибол-биотитовым гранитом мезозойского возраста. Во внешней зоне происходит хлоритизация роговой обманки и частично плаггиоклаза, а также лейкоксенизация сфена. Особенно усиливается этот процесс на флангах, в то время как в центре наблюдается биотитизация; магнетит устойчив.

В промежуточной зоне в центре штокверка преобладает флогопитизация, а на выклинивании рудных тел наряду с флогопитизацией заметную роль играет гидрослюдизация. В ходе флогопитизации происходит осветление биотита, выделение гидроокислов железа, изменение цвета плеохроизма с буровато-зеленого до красновато-коричневого. При этом наблюдается лейкоксенизация сфена, гидрослюдизация и карбонатизация плаггиоклаза, а также замещение магнетита пиритом. В центральных частях рудной зоны происходит замещение плаггиоклаза ортоклазом.

Внутренняя зона представляет собой собственно рудовмещающую породу, для которой характерно интенсивное замещение плаггиоклаза ортоклазом, наличие пирита и молибденита. При этом в центральных частях рудной залежи ортоклазом замещается и флогопит, в то время как в участках микроклинизации рудной залежи он сохраняет устойчивость. В псевдоморфозах по сфену развивается агрегат кристаллов

рутила; магнетит отсутствует, вместо него повсеместно встречается пирит в количестве, несколько уступающем количеству первичного магнетита. Структура первичной породы нарушена.

На выклинивании рудной залежи в этой зоне повсеместно сохраняется реликтовый альбит. Зона сплошной ортоклазизации не прослеживается непрерывно в пределах всего рудного тела. Напротив, она представляет собой серию линз, взаимно пересекающихся прожилков или достаточно обособленных тел, залегающих среди флогопитизированных гранитов.

При этом в отдельных участках наряду с калишпатизацией наблюдается окварцевание пород, а иногда оно играет даже ведущую роль.

В ходе формирования калишпатизированных пород происходит привнос K , Si отчасти OH и CO_2 (во внешнюю и промежуточные зоны), а также вынос железа, магния, кальция и натрия. При переходе к внутренним зонам происходит наиболее интенсивное преобразование химического состава породы: существенно выносятся натрий и привносится калий.

Таким образом, типовая колонка штокверковых месторождений по строению и характеру смены минеральных ассоциаций существенно отличается от колонки околосильной серицитизации. В качестве важнейшего минералогического критерия штокверкового оруденения выступает повсеместно распространение в измененных породах флогопитизированного 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.

Сопоставление рассмотренных типовых колонок, а также многочисленных частных разрезов, смены их устойчивых минеральных ассоциаций и химизма свидетельствует о наличии ряда закономерностей.

Смена зон по простиранию и падению рудных тел (с интервалом по горизонтали 100—200 м и по вертикали 100 м) сопровождается качественным изменением состава минеральных фаций, увеличением роли иллитизации, флогопитизации и ортоклазизации (по простиранию) и флогопитизации, окварцевания (по падению). На глубине метасоматическая колонка отличается наиболее простым строением, внутренние фации в ней отсутствуют. Следовательно, фациальные вариации в строении колонок измененных пород являются фактором оценки глубины формирования рудных тел.

Вследствие того что образование рудных жил происходило, по-видимому, почти одновременно, следует заключить, что зональностью 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 будет различной. Это столь же естественно, как различия в метасоматической зональности в вертикальном сечении около

двух равноглубоких, но смещенных одна относительно другой по простиранию жил. Установлено, что на выклинивании жил с глубиной жильное оруденение сменяется штокверковым.

В качестве максимально измененных пород в метасоматической колонке штокверков установлены флогопитовая и ортоклазовая фации, по существу, тождественные таковым наиболее глубоких горизонтов рудных жил. Вывод о том, что штокверковые зоны представляют собой корневые части рудных тел, в особенности если учесть факты выноса кремнезема из зоны калишпатизации, открывает возможности для решения вопроса об источнике кремнезема кварцевых жил.

ОКОЛОРУДНАЯ ГУМБЕИЗАЦИЯ (ОКСЕТАЛИТИЗАЦИЯ) НА КВАРЦ-ШЕЕЛИТОВОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ

Гумбейское месторождение представлено серией кварцевых шеелитоносных жил, залегающих в массивах гранодиоритов повышенной щелочности. Кварцевые жилы залегают как в самих массивах, так и в их вмещающих породах, в частности известняках, и сопровождаются ортоклазизацией гранодиоритов и доломитизацией известняков. Мощность измененных пород соизмеряется с мощностью жил или заметно превышает ее.

Околорудные породы имеют следующую колонку.

0. Неизмененный гранодиорит: *Амф, Би, Пл, Ор, Кв, Мт, Сф.*

I. Зона слабой флогопитизации: *Фл, Анк, Аб, Ор, Кв, Гм, Лк.*

II. Зона серицитизации: *Ор, Сер, Кв, Пт, Лк.*

III. Зона ортоклазизации: *Ор, Кв, Пт, Ру.*

Во внешней зоне изменение начинается с разложения амфибола и биотита и замещения их анкеритом и флогопитом. Плагноклаз деанортитизируется и замещается альбитом с вростками серицита. Магнетит замещается гематитом, а сфен лейкоксеном. Ортоклаз свободен от замещения.

Переход к промежуточной зоне характеризуется замещением флогопита и альбита серицитом. Диагностика серицита не всегда однозначна, в ряде случаев он неотличим от бесцветного флогопита. Гематит здесь замещается пиритом, лейкоксен сохраняется, лишь частично перекристаллизуется.

Внутренняя зона — ортоклазизации — имеет мощность обычно всего лишь несколько сантиметров. Кроме ортоклаза и анкерита в ее состав входит пирит и рутил. Последний нередко дает сагениитовые сростания, маркируя псевдоморфозы по титансодержащим минералам. Калиевый полевой шпат несколько неопределенен: некоторые новообразованные кристаллы обладают всеми признаками адуляра.

В тех случаях, когда жилы залегают в гипербазитах, в промежуточной зоне наблюдается иная минеральная ассоциация: тальк, флогопит, анкерит, а в случае преобразования известково-силикатных роговиков — кальцит, железистый доломит, ортоклаз.

Ортоклаз и анкерит на контакте с жилой вдаются в нее в виде жилков, но в то же время наблюдается их разведение кварцем, что указывает на метасоматическую природу оторочек, как и всей колонки, возникающей в условиях диффузионного метасоматоза.

Парагенезисы минералов, характерные для гумбеизации, сходны с березитовыми, и в особенности с теми, что характерны для колонки больших глубин. Вместе с тем имеются и некоторые отличия: устойчивость ортоклаза во внутренней зоне и флогопита во внешней, где обычен для березитов хлорит. Это свидетельствует о формировании колонки гумбеитов в несколько более высокотемпературных условиях по сравнению с березитизацией. Наиболее четко это видно из сопоставления метасоматических колонок различного положения, указанных для молибденовых месторождений.

ОКОЛОРУДНЫЕ ПОРОДЫ ЗОЛОТЫХ И ЗОЛОТО-МЫШЬЯКОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Среднетемпературные золотые и золото-мышьяковые месторождения [Березовское (Урал), Степняк (Казахстан), Дарасун (Забайкалье) и др.] имеют обычно сложное строение, характеризуются обилием рудных жил разной мощности и разного залегания. Сложность строения этих месторождений определяется как разнообразием типов

Разрез I



Разрез II

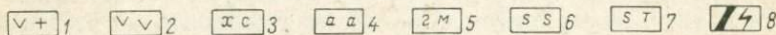
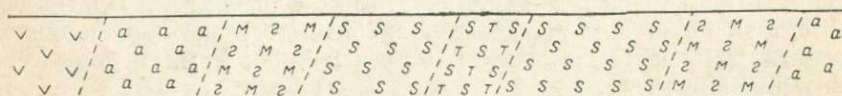


Рис. 14. Типовые разрезы околорудных пород жильных и штокверковых золото-мышьяковых месторождений.

1 — гранодиорит; 2 — габбродиорит; зоны: 3 — хлоритизации и карбонатизации, 4 — актинолитизации, 5 — монтмориллонитизации и гидрослюдизации, 6 — серицитизации, 7 — турмалинизации; 8 — кварцевые жилы и прожилки.

вещающих пород, так и наличием многочисленных различных по морфологии рудных жил и метасоматических рудных залежей. Площадь рудного поля таких месторождений достигает 10 км² и более, в пределах ее сосредоточено обычно до нескольких десятков только крупных жил и множество мелких (рис. 14).

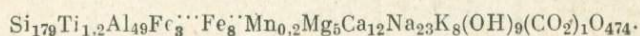
Месторождения этого типа хорошо изучены; установлено, что рудный процесс характеризуется многостадийностью. Так, например, на месторождении Дарасун выделяется 7 стадий: 1) кварц-турмалино-

вая, 2) кварц-пиритовая, 3) арсенопиритовая, 4) галенит-сфалеритовая, 5) халькопирит-бурнонитовая, 6) кварц-сульфоантимонитовая, 7) карбонатная. В составе жильного выполнения повсеместно преобладает кварц с небольшим количеством карбонатов, барита, цеолитов и с вкрапленностью рудных минералов: самородного золота, пирита, арсенопирита, галенита, сфалерита, блеклой руды и др. Общее число минералов в рудных жилах достигает 80. В пределах рудного поля, например на месторождении Дарасун, установлена следующая зональность: по мере удаления от центра его возрастает роль поздних стадий в ущерб ранним. Соответственно не остается постоянным и характер околосжильных изменений.

На месторождениях этой группы выделяется два типа измененных пород: рудоносные метасоматиты с интенсивной серицитизацией, пиритизацией и турмалинизацией и собственно околосжильные измененные породы. В числе последних наиболее распространены околорудные породы кварцевых золотоносных жил с сульфидами и арсенидами.

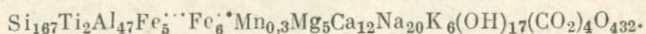
Типовая колонка рудоносных метасоматитов и химизм преобразования в них определяются следующей схемой (табл. 13).

0. Неизменная порода, обычно гранодиорит: *Амф, Пл, Кв, Му, Бу, Мт, Сф* ($d_V = 2,72$);

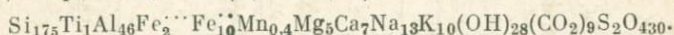


Iа. Зона актинолитизации, флогопитизации: *Акт, Пл, Кв, Му, Фл, Мт, Сф, Кар, Эн*.

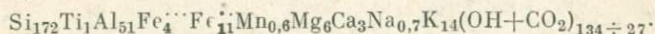
Iб. Зона хлоритизации и карбонатизации: *Аб, Кв, Му, Хл, Кар, Гм, Лк* ($d_V = 2,69$);



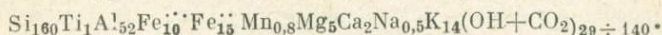
II. Зона гидрослюдазации и монтмориллонитизации: *Му, Кв, Гс, Мн, Кар, Пт, Лк* ($d_V = 2,70$);



IIIа. Зона сплошной серицитизации: (*Му*), *Кв, Сер, Кар, Пт, Ру* ($d_V = 2,76$);



IIIб. Зона турмалинизации: *Кв, Тур, Ру, Пт* ($d_V = 2,76$);



Зона актинолитизации в гранодиоритах проявлена слабо или даже отсутствует; зато в габбро-диоритах установлена повсеместно. Напротив, зона Iб неотчетливо проявлена в габбро-диоритах. Зона гидрослюдазации и монтмориллонитизации установлена только в гранодиоритах. Зона серицитизации присутствует в тех и в других породах, но в габбро-диоритах в составе ее преобладают серицит и карбонат в ущерб кварцу.

Соотношение мощностей последовательных зон (0, Iа, Iб, II, III, IIIа, IIIб) этой колонки следующее: ∞ , 3—5, 3—4; 0—2; 1; 1. Трех-

ТАБЛИЦА 13

Схематическая метасоматическая колонка оксидов металлов золотых и золото-мышьяковых месторождений (минерализованные зоны)

Фазы и компоненты	Номера зон и их наименование					
	0. Гранодиорит	Ia. Актинолитизация, флогопитизация	Iб. Хлоритизация и карбонатизация	II. Гидрослюдизация	IIIa. Серцитизация	IIIб. Турмалинизация
Минералы	Амфибол Биотит	Актинолит Флогопит	Хлорит	Гидрослюда (монтмориллонит) Альбит Кварц Микроклин	Серцит Кварц	Серцит Кварц Турмалин
	Плагиоклаз Кварц Микроклин	Плагиоклаз Кварц Микроклин	Альбит Кварц Микроклин		Пирит Рutil Карбонат	Пирит Рutil Карбонат
	Магнетит Сфен	Магнетит Сфен (Карбонат) (Эпидот)	Гематит Лейкоксен Карбонат (Эпидот)	Пирит Лейкоксен Карбонат		
Минералы *	Пироксен Биотит Плагиоклаз Магнетит Сфен	Актинолит Флогопит Плагиоклаз Магнетит Сфен Карбонат	Хлорит Альбит Гематит Лейкоксен Карбонат (Эпидот)		Серцит Кварц Пирит Рutil Карбонат	Кварц Турмалин Пирит Рutil
Инертные компоненты	Ti, Al, K, Na, Mg, Fe ⁺⁺⁺ , Ca, Fe ⁺⁺	Ti, Al, K, Na, Mg, Fe ⁺⁺⁺ , (Fe ⁺⁺)	Ti, Al, K, Na, Mg, Fe ⁺⁺⁺	Ti, Al, K, (Na), (Mg)	Ti, Al, K	Ti, Al, (K)

* Неизменная порода — габбро-диорит.

мерная зональность колонки проявляется в выклинивании внутренних зон по мере движения к флангам рудных тел, в увеличении мощности промежуточных зон и появлении в них смешанных парагенезисов. В разрезах больших глубин наряду с выклиниванием внутренних зон отмечена индивидуализация зоны фельдшпатизации.

Поведение акцессорных минералов обычно: последовательное замещение магнетита и сфена пиритом и рутилом. Необходимо указать на такую деталь, как изменение габитуса кристаллов пирита

от кубического во внешних зонах до пентагондодекаэдрического с гранями октаэдра в центральных.

Метасоматическая зональность околорудных пород кварц-сульфидных с золотом жил наиболее полно проявлена возле жил, залегающих в гранодиоритах и габбро-диоритах.

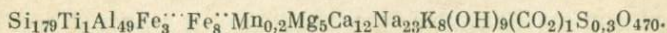
Типовая колонка их имеет следующие состав и строение (табл. 14).

ТАБЛИЦА 14

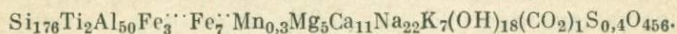
Схематическая метасоматическая колонка оксеталитов кварц-сульфидных с золотом месторождений (околожилные породы)

Фазы и компоненты	Номера зон и их наименование			
	0. Гранодиорит	I. Хлоритизация и карбонатизация	II. Нонтронитизация и гидрослюдизация	III. Серицитизация
Минералы	Роговая обманка (Пироксен) Плагиоклаз Микроклин Кварц Сфен Магнетит	Хлорит Альбит Микроклин Кварц Ильменит Гематит	(Хлорит) (Нонтронит) Гидрослюда Микроклин Карбонат Кварц Пирит (Пирротин) Лейкоксен	Серицит Карбонат Турмалин Кварц Рутил Пирит
Инертные компоненты	Ti, Al, Fe ⁺⁺ , Na, Mg, Ca, Fe, K	Ti, Al, K, Na, Mg	Ti, Al, K	Ti, Al

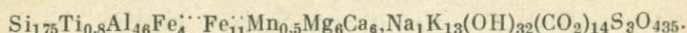
0. Неизменная порода, обычно гранодиорит: *Амф, Пл, Бу, Му*, ($d_V = 2,72$);



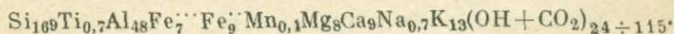
I. Зона хлоритизации и карбонатизации: *Аб, Кв, Му, Хл, Кар, Мм* ($d_V = 2,69$);



II. Зона гидрослюдизации: (*Аб*); *Му, Кв, Гс, Кар, Гм, Пт, Лк* ($d_V = 2,72$);



III. Зона сплошной серицитизации: *Сер, Кв, Кар, Пт, Ру, (Тур)* ($d_V = 2,76$);



Общей особенностью строения рассматриваемой колонки околорудных пород является относительно более простое ее строение по сравнению с рудоносными метасоматитами, более четкая зональность и в целом обычно меньшая мощность.

Химизм формирования измененных пород состоит в последовательном выносе Si из всех зон, Na — начиная со II зоны, и существенном привносе OH, CO₂ и S. Все это свидетельствует о кислом характере воздействующих гидротермальных растворов.

Трехмерная зональность околорудных пород состоит в переходе на выклинивании околорудных пород кварц-сульфидных жил в породы типа рудоносных метасоматитов, появлению на глубоких горизонтах флогопитизации, в ряде случаев турмалинизации.

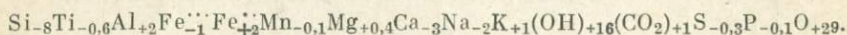
На выклинивании по простиранию наблюдается неполнота развития внутренних зон, вялость всего процесса наличие неустойчивых, реликтовых минералов. Относительная мощность измененных пород на флангах составляет 7—8 мощностей жил, а в центре — более 10—15 (при возрастании мощности жилы).

Химизм обобщенной колонки околосильных пород

Сравнение метасоматической колонки рудоносных метасоматитов с колонкой околорудных кварц-сульфидных с золотом пород свидетельствует о значительной их аналогии. Различия сводятся лишь к большей мощности первой, более отчетливому проявлению в ней пиритизации, а также в ряде случаев — окварцевания и турмалинизации. Поэтому есть основание дать обобщенное рассмотрение химизма преобразования пород в ходе формирования той и другой колонки.

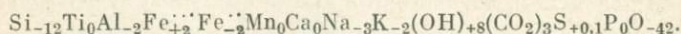
На основании серии полных химических анализов пород различных зон представляется возможность выявить закономерность перемещения в них порообразующих компонентов.

Переход к зоне актинолитизации (0 → Ia) характеризуется следующей равнообъемной формулой ($\Delta d_V = -0,01$):



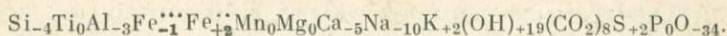
Из этой формулы следует, что изменения в химизме при переходе 0 → Ia сопровождаются незначительным выносом Si, Ca, Na, частичным восстановлением Fe^{··} и некоторым привносом OH, O, Al.

При переходе от неизмененных гранодиоритов к зоне хлоритизации — карбонатизации ($\Delta d_V = -0,03$) изменения состава сравнительно незначительны:



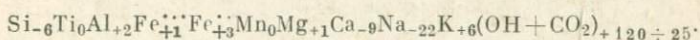
Привносится (OH), CO₂, изменяется соотношение Fe^{··}/Fe^{···} в пользу Fe^{···} и выносятся Si, Na и O. Изменения в содержании других компонентов здесь не происходит, хотя, судя по смене ассоциаций (Амф + Би) → Хл; Пл → (Аб + Кар); Мт → Гм; Сф → Лк, здесь переходят в подвижное состояние Ca и Fe^{··}.

В зоне II (гидрослюдизация) фиксируется дальнейшее увеличение содержания (ОН), CO₂, а также S при незначительном сокращении Si. Переход 0 → II характеризуется формулой ($\Delta d_V = -0,02$)

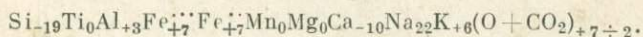


Главными фазовыми переходами здесь являются $Xл \pm Аб \rightarrow Гс \pm Аб$; $Гм \rightarrow Пт$, указывающие на переход в подвижное состояние Mg и Fe²⁺, а также иногда и Na (центральные части лива).

Формирование зоны IIIa (переход 0 → III) сопровождается практически полным удалением Na, дальнейшим выносом Si, сокращением количества Ca, некоторым привносом K, а также S, Pb, Zn ($\Delta d_V = = 0,004$):



Существо метасоматических преобразований состоит в фазовых переходах $Гс \pm Аб \pm Му \rightarrow Сер$; $Лк \rightarrow Py$. Кроме того, в зоне IIIб происходит частичное замещение серицита турмалином и кварцем. Однако равновесное состояние ассоциации $Tур + Кв + Py + Пт$ наблюдается лишь в редких случаях. Химизм этого перехода иллюстрируется формулой ($\Delta d_V = 0,04$)



Таким образом, общая направленность изменения химизма состоит в последовательном выносе Si из всех зон, практически полном выносе Na в III (иногда и в IV зоне), существенном привносе CO₂ (начиная с зоны Ib), ОН (начиная с зоны Ia), а также S (начиная со II зоны).

Распределение элементов-примесей в породах зон характеризуется привносом во внутренние зоны Au, As, Ag, Sb, некоторым обогащением промежуточных зон такими элементами, как Zn, Pb, Mo, и выносом из внутренних зон Ni, Co, W, Sn.

ОКОЛУРДНАЯ ГИДРОСЛУДИЗАЦИЯ НА МОЛИБДЕНО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ

Среди среднетемпературных месторождений молибдена известны такие, где существенную роль играют минеральные ассоциации, свойственные месторождениям полиметаллических руд. Следует считать, что полиметаллические стадии минерализации в той или иной степени проявляются почти на всех среднетемпературных молибденовых и золотых месторождениях, но самостоятельное значение они приобретают только в отдельных случаях. Примером служат комплексные молибдено-полиметаллические месторождения Восточного Забайкалья.

Рудные тела месторождений представлены серией кварцевых и кварц-карбонатных жил, залегающих кулисообразно, а также зонами штокверков в участках скопления мелких рудных прожилков и вкрапленной минерализации (рис. 15). Выделяется четыре стадии

рудного процесса: 1) кварц-полевошпатово-турмалиновая, 2) кварц-молибденитовая, 3) кварц-карбонатно-сульфидная, 4) кальцит-халцедоновая.

Гранитоидам, вмещающим оруденение, свойственно широкое проявление процессов аутометасоматизма ранней щелочной стадии, приводящих к формированию сиенитоподобных пород, что характерно

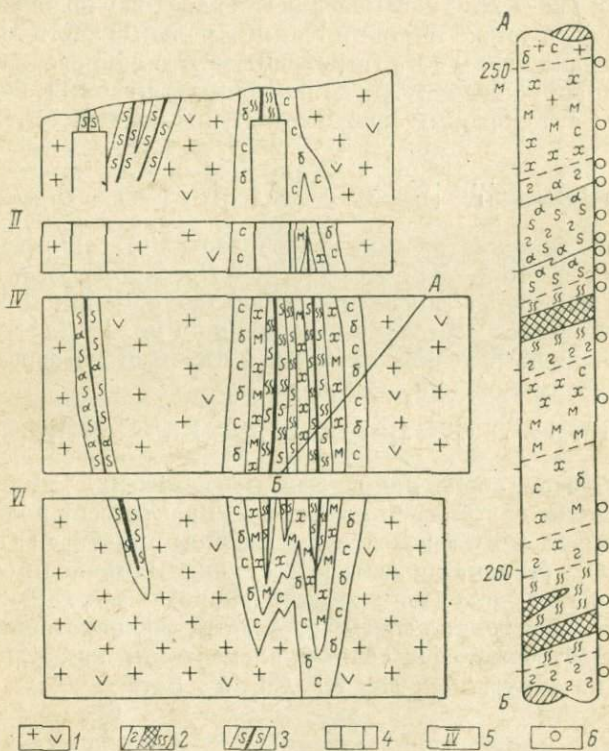


Рис. 15. Схема вертикальной зональности и детальный разрез околорудных пород кварц-карбонатно-сульфидных жил.

1 — гранодиорит, 2 — кварц-карбонатно-сульфидные жилы с изменениями около них в виде сванбергитизации (ss), серицитизации (s), гидрослюдизации (a), монтмориллонитизации (м), хлоритизации (x), карбонатизации (с) и биотитизации (б); 3 — кварц-молибденитовые жилы с адуляризацией (α) и серицитизацией (с) около них; 4 — подземные горные выработки на погоризонтных разрезах; 5 — номера горизонтов; 6 — места отбора проб.

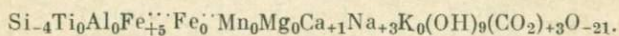
и для многих кварцево-жильных среднетемпературных месторождений.

Рудосопровождающие метасоматиты отчетливо подразделяются на два минералогически и генетически различных типа в соответствии с двумя типами рудных жил (кварц-молибденитовых и кварц-карбонатно-сульфидных с полиметаллами). Поскольку околорудные породы кварц-молибденитовых жил уже рассмотрены ранее, здесь мы остановимся только на характеристике изменений возле кварц-карбонатно-сульфидных (полиметаллических) жил.

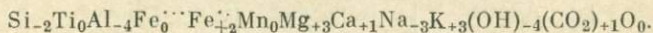
Изменение боковых пород в связи с кварц-карбонатно-сульфидной стадией рудного процесса обычно широко проявлено на комплексных месторождениях как вследствие обилия соответствующих жил, так и вследствие более сложного строения и большей мощности зон околорудных преобразований. Главной отличительной чертой процесса является относительная его низкотемпературность, существенное преобладание явлений иллитизации — гидрослюдизации с отчетливым проявлением сванбергитовой фации (табл. 15). Представление о строении метасоматической колонки измененных пород кварц-карбонатно-сульфидных жил и химизме преобразований дает следующая серия разнообъемных формул.

0. Неизменный гранодиорит: *Амф, Пл, Бу, Му, Кв, Сф, Мт, Ан*.

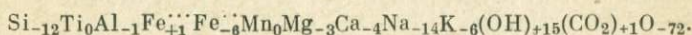
I. Зона слабой карбонатизации: *Амф, Пл, Бу, Му, Кв, Сф, Мт, Ан, Кар* (0 → I) ($\Delta d_V = -0,02$);



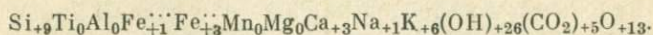
II. Зона биотитизации и карбонатизации: *Аб, Му, Бу, Кв, Мт, Лк, Кар, Ан* (I → II) ($\Delta d_V = 0$);



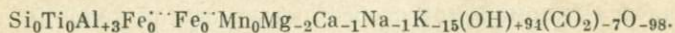
III. Зона монтмориллонитизации: *Ор, Кв, Бу, Мн, Нон, Кар, Гм, Пт, Ан* (II → III) ($\Delta d_V = -0,28$);



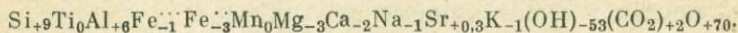
IV. Зона карбонатизации и хлоритизации: *Ор, Кв, Гс, Хл, Кар, Пт, Ру, Ан* (III → IV) ($\Delta d_V = +0,24$);



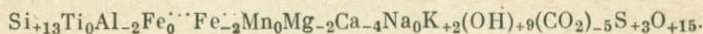
V. Зона гидрослюдизации: *Кв, Гс, Као, Кар, Пт, Ру, Ан* (IV → V) ($\Delta d_V = -0,04$);



VI. Зона сванбергитизации: *Кв, Као, Кар, Сер, Сван, Пт, Ру* (V → VI) ($\Delta d_V = +0,03$);



VII. Зона серицитизации и окремнения: *Кв, Као, Сер, Пт, Ру* (Кар) (VI → VII) ($\Delta d_V = +0,01$);



Типовая колонка испытывает следующие изменения в частных случаях. Биотитизация и карбонатизация в разрезах больших глубин вытесняются калишпатизацией и биотитизацией, приближающимися, таким образом, состав породы к минеральной ассоциации внешней зоны колонки кварц-молибденитовых жил.

Зона монтмориллонитизации иногда (на флангах жилы) в тыльной своей части имеет подзону каолинизации. Не исключено, что это

Фазы и компоненты	Номера зон			
	0. Неизмененная порода	I. Карбонатизация	II. Биотитизация и карбонатизация	III. Монтмориллонитизация
Минералы	Плагноклаз Микроклин Амфибол Биотит Кварц Сфен Магнетит Апатит	Плагноклаз Микроклин Актинолит Биотит Кварц Сфен Магнетит Карбонат Апатит	Альбит Микроклин (Ортоклаз) Биотит Кварц Лейкоксен Магнетит Карбонат Апатит	Монтмориллонит (понтронит) Ортоклаз (Микроклин) Биотит Кварц Лейкоксен Гематит (магнетит) Карбонат Апатит
Инертные компоненты	Ti, P, Al, K, Na, Mg, Fe ⁺⁺⁺ , Fe ⁺⁺ , Ca	Ti, P, Al, K, Na, Fe ⁺⁺⁺ , Mg	Ti, P, Al, K, Fe ⁺⁺ , Na, Mg	Ti, P, Al, K, Mg, Fe ⁺⁺

связано с наложением халцедон-карбонатной стадии минерализации. Зона хлоритизации и карбонатизации проявлена повсеместно; часто, особенно в лежащем боку рудной жилы, она выпадает. Тогда большим распространением пользуется гидрослюдизация. Зона сванбергитизации является типоморфной особенностью данной колонки; наличие ее однозначно указывает на полиметаллический характер оруденения даже в тех случаях, когда сама жила не вскрыта или уже выклинилась.

Сопоставление серии химических анализов измененных пород и их равнообъемных формул показывает, что изменения состава сводятся к последовательному выносу щелочей и оснований и к существенному возрастанию роли гидроксидов и уголекислоты в промежуточных зонах.

Переход от измененной породы к зоне слабой карбонатизации характеризуется заметным привносом уголекислоты, а переход к следующей зоне — еще и увеличением содержания калия. Однако эти изменения химического состава в целом незначительны, тем более что и в совершенно неизмененных гранодиоритах иногда присутствует карбонат в виде поздних прожилков, а содержание K_2O варьирует.

В зоне монтмориллонитизации (III) интенсивно выносятся Na, количество которого сокращается в 5—15 раз по сравнению с преды-

кварц-карбонатно-сульфидных месторождений

и их наименования

IV. Карбонатизация и хлоритизация	V. Гидрослюдизация	VI. Сванбергитизация	VII. Серицитизация
Гидрослюда, нонтронит	Гидрослюда, нонтронит	Гидрослюда (серицит)	Серицит
Ортоклаз (Микроклин)	Каолинит	Каолинит	Каолинит
Хлорит Кварц Рутил Пирит	— Кварц Рутил Пирит	Кварц Рутил Пирит	Кварц Рутил Пирит
Карбонат Апатит	Карбонат Апатит	Карбонат Сванбергит	Карбонат
Ti, P, Al, K, (Mg)	Ti, P, Al	Ti, Al	Ti, Al

дущей зоной. Наблюдается вынос в этой зоне также F'' и отчасти K. Переход к зоне IV не связан с глубоким изменением химизма, зато в зоне V (гидрослюдизации) наблюдается резкое сокращение количества K и увеличение OH по сравнению с неизменной породой или с зоной IV.

Зона сванбергитизации вновь не отличается заметно по химизму от предыдущей, хотя в ней намечается дальнейшее плавное сокращение содержания тяжелых элементов. Наконец, в зоне серицитизации и окремнения наряду с существенным выносом оснований и щелочей возрастает содержание кремния.

Поведение элементов-примесей

В околорудных породах кварц-карбонатно-сульфидных жил (полиметаллических) наблюдается четкая эволюция состава элементов-примесей от внутренних зон к внешним. Средние величины содержания таких элементов, как Mo, Pb, Zn, Cu, Ba, Sr, испытывают направленные, достаточно закономерные изменения. Так, кривая распределения Mo имеет один максимум в зоне биотитизации и второй, более существенный, но не устойчивый, в зоне контакта с жилой; во внутреннюю зону привносятся также Pb, Zn, Cu. Содержание в околорудном пространстве этих главных рудных элементов относительно

плавно возрастает от внешних зон к внутренним, хотя для свинца после максимумов в зоне биотитизации наблюдается минимум в зоне монтмориллонитизации, коррелирующийся с замещением плагиоклаза — одного из носителей Pb в породах.

Кривая распределения Cu свидетельствует о некотором выносе этого элемента из промежуточных зон и накоплении в зонах сванбергитизации и серицитизации. Ряд элементов (Ag, As, Sb) характеризуется выносом из внутренних и отложением в промежуточных зонах. Интересно поведение Ba и Sr — этих, как принято считать, геохимически сходных элементов. Барий незначительно накапливается в зонах биотитизации и монтмориллонитизации и заметно выносятся из внутренних зон. Стронций, наоборот, испытывает вынос из промежуточных зон, накапливается в зоне сванбергитизации и зоне серицитизации. Наконец, такие элементы, как Ni и Co, не имеют какой-либо тенденции к перераспределению в зонах колонки.

Таким образом, в распределении элементов-примесей в рассматриваемой колонке наблюдаются следующие закономерности. Для одного из них — Pb, Zn, Cu (Mo) — преобладает околорудное рассеяние, для других — переотложение с обогащением либо в призальбандовых участках, либо в одной из промежуточных зон (Cu, Sr, отчасти Mo). Наконец, для третьих наряду с перераспределением наблюдается вынос из внутренних зон.

Поведение аксессуарных минералов

В тяжелых фракциях протолок из околорудных пород кварц-карбонатно-сульфидных жил обнаружены наряду с амфиболами и биотитом следующие минералы: сфен, гематит, пирит, циркон, апатит, лейкоксен, рутил, молибденит, халькопирит, турмалин, сванбергит, гранат и карбонаты (анкерит, кальцит). Биотит прослеживается до зоны IV, где наблюдается его хлоритизация и гидратация. Амфибол и сфен исчезают полностью уже в зоне I. Магнетит испытывает гематитизацию уже начиная со II зоны, однако полной гематитизации все же не происходит, судя по преимущественному нахождению его в магнитной фракции. В промежуточных и внутренних зонах гематитизированный магнетит замещается пиритом.

Интересно отметить, что максимальное количество пирита наблюдается на некотором удалении от жил (зона IV). Циркон сохраняет устойчивость во всех зонах. Весьма показательное поведение апатита, который в отличие от околорудных пород других типов среднетемпературных месторождений исчезает почти полностью уже в IV зоне, где появляются первые признаки сванбергитизации. Лейкоксен широко распространен во внешних зонах и прослеживается совместно с новообразованным рутилом вплоть до внутренних зон. Турмалин появляется изредка в промежуточных зонах, что, вероятно, связано с проявлением альбитизации.

ОКОЛОРУДНЫЕ ПОРОДЫ

СУЛЬФИДНО-КАССИТЕРИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Месторождения сульфидно-касситеритовой формации распространены преимущественно в зонах мезозойского магматизма. Для них характерна связь с умереннокислыми и кислыми гранитами, формирование в приповерхностных условиях или в условиях малых глубин. В составе руд помимо мелкокристаллического касситерита присутствуют значительное количество сульфидов (пирита, пирротина, арсенопирита, халькопирита, сфалерита, галенита), а также турмалин и железистый хлорит. Месторождения нередко характеризуются большими запасами руд и высокими содержаниями металла. Примеры их достаточно многочисленны: Хапчеранга (Забайкалье), Эге-Хая (Северо-Восток), Микояновское (Дальний Восток), Лифудзин, Хрустальное, Синанчинское (Приморье).

Эти месторождения формируются в условиях средних и даже высоких температур. Для собственно среднетемпературных характерна ассоциация касситерит-галенит-сфалеритовая, а для более высокотемпературных — касситерит-арсенопирит-пирротиновая. Но обычно на этих месторождениях проявлены различные стадии: относительно высокотемпературные и собственно среднетемпературные.

Характерным примером такого месторождения является Лифудзин в Приморье. Рудное поле месторож-

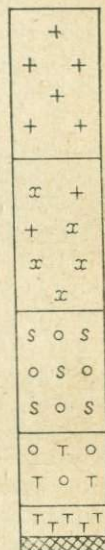
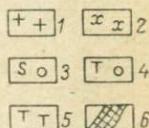


Рис. 16. Схема распространения околорудных пород сульфидно-касситеритовых месторождений.

1 — гранодиорит; зоны: 2 — хлоритизации, 3 — серицитизации и окварцевания, 4 — окварцевания и турмалинизации; 5 — сплошной турмалинизации; 6 — рудное тело.



дения вытянуто в северо-восточном направлении в пределах Лифудзинской антиклинали песчано-сланцевых пород. Рудная минерализация сосредоточена в протяженных кварцевых жилах и в штокверковых залежах, представленных в верхних горизонтах системами мелких жил, а в нижних — рудной вкрапленностью в измененных породах.

В числе рудных минералов месторождения установлены касситерит, арсенопирит, халькопирит, пирит, а также сфалерит и галенит. Выделено пять стадий минералообразования: кварц-турмалин-касситеритовая; арсенопирит-халькопирит-пирротиновая; полиметаллическая; флюорит-карбонатная; дикит-марказитовая. Наибольшее значение имеют первые три стадии.

Метасоматические изменения пород состоят в ранней (дорудной) региональной хлоритизации и в сложном комплексе собственно околорудных изменений (рис. 16).

Околорудные изменения достаточно четко привязываются к различным стадиям. Наиболее полная колонка изменений наблюдается около жил кварц-касситерит-турмалинового состава и имеет следующее строение.

0. Неизменная порода гранодиорит — алевролит или песчаник: *Амф, Би, Пл, Ми, Кв.*

I. Зона хлоритизации: *Хл, (Сер), Пл, Ми, Кв.*

II. Зона серицитизации и окварцевания: *Сер, Кв, Ми.*

III. Зона окварцевания и турмалинизации: *Кв, Тур.*

IV. Зона сплошной турмалинизации: *Тур.*

В зоне хлоритизации происходит замещение глинистого цемента (в случае алевролитов) или амфибола и биотита (в случае диоритовых порфиритов). Мощность этой зоны в 10—20 раз больше мощности жилы, а нередко от нее наблюдаются постепенные переходы к вмещающей породе. При переходе I → II наблюдается интенсивное развитие серицита, который замещает первичные полевые шпаты, а также хлорит предыдущей зоны.

Структура первичной породы еще сохраняется: мощность зоны составляет от 1 до 2—3 мощностей жилы. Химизм замещения здесь состоит в выносе магния, железа, натрия и частично калия.

Переход II → III знаменуется почти полным исчезновением серицита, замещаемого турмалином, порода теряет признаки первичной структуры. Порода сложена кварцем и турмалином, причем кварц присутствует как первичный, так и новообразованный, образующий мелкозернистые агрегаты. Мощность этой зоны составляет 0,5—1 мощности жилы.

В непосредственной близости от жилы наблюдается сплошная турмалинизация. Эта зона имеет мощность 0,2—0,5 мощности жилы. Состав ее мономинеральный, кроме турмалина присутствует лишь рутил и то в незначительных количествах.

Общая схема химизма процесса состоит в смене более сильных оснований более слабыми по мере приближения к жиле.

Околорудные изменения, связанные со второй стадией минерализации, характеризуются следующим строением колонки.

0. Неизменная порода.

I. Зона хлоритизации и серицитизации.

II. Зона серицитизации и хлоритизации.

IIIа. Зона сплошной серицитизации.

IIIб. Зона сплошного окварцевания.

Полная метасоматическая колонка этого типа наблюдается лишь в зонах интенсивного развития метасоматизма, в других случаях выпадает внутренняя зона.

Нетрудно видеть, что характер зональности околорудных пород второй стадии минерализации отличается лишь отсутствием зон турмалинизации и окварцевания, а также сплошной турмалинизации. Это обстоятельство очень важно для выяснения вопросов зональности оруденения. Подобная тенденция — выпадение внутренних зон — свойственна и околорудным изменениям, связанным с третьей стадией

минерализации, для которых характерна следующая зональность.

0. Неизменная порода.

I. Зона слабой хлоритизации.

II. Зона хлоритизации и окварцевания.

III. Зона сплошной хлоритизации.

Следующие две стадии минерализации отделены внутриминерализационными дайками, а околорудные изменения проявлены очень слабо, но в них заметную роль играет серицитизация.

Наконец, завершающая стадия характеризуется незначительными по масштабам проявлениями каолинизации. Эта завершающая каолинизация весьма обычна и для многих других среднетемпературных месторождений.

Трехмерная зональность изменений состоит в том, что наиболее полное развитие метасоматической колонки (с зонами турмалинизации и окварцевания) свойственно средним частям месторождения. Вверх по восстанию и вниз по падению рудных тел турмалинизация ослабевает и происходит выклинивание этой зоны. Вслед за ней выклинивается и зона серицитизации. На фоне этой генеральной схемы зональности намечается изменение состава зон: увеличение роли серицитизации вверх по восстанию, а также хлоритизации на выклинивании; с глубиной, кроме того, наблюдается повышение роли окварцевания.

ОКСЕТАЛИТЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗОЛОТО-ТУРМАЛИНОВОЙ ФОРМАЦИИ

Месторождения золото-турмалиновой формации особенно характерны для областей мезозойской активизации. Так, в Забайкалье в пределах турмалино-золоторудной провинции, по С. С. Смирнову, известно большое количество месторождений и рудопроявлений золота, а также безрудных полей турмалинизации. Эти месторождения, характерным примером которых является Кличевское, представлены серией кварц-турмалиновых линз и неправильных тел, образующих грубый штокверк в гранитах и диоритах. Штокверк представляет собой сосредоточение нескольких жильных зон и зон брекчий, сцементированных кварц-турмалиновым агрегатом, а также многочисленных мелких жил и прожилков (рис. 17).

В составе руд обнаружено свыше 50 минералов, главные из которых турмалин, кварц, золотоносный пирит, карбонат, серицит, хлорит, арсенопирит. Эти минералы группируются в следующие пять минеральных ассоциаций: 1) кварцевая, 2) кварц-турмалиновая, 3) кварц-пиритовая, 4) кварц-полиметаллическая, 5) карбонатно-халцедоновая. Эти ассоциации являются продуктами отдельных стадий минерализации, и каждой из них отвечает собственный тип околорудного метасоматизма: калишпатизация и серицитизация для первой, альбитизация, турмалинизация и гидрослюдизация для второй и третьей, гидрослюдизация и аргиллизация для четвертой и пятой.

Первая ассоциация отвечает редким кварц-молибденитовым жилкам, пользующимся подчиненным распространением. С точки зрения собственно золотого оруденения представляют интерес вторая, третья и отчасти четвертая ассоциации.

Характер минеральных преобразований и химизм замещения в окolorудных породах кварц-турмалиновых золотоносных жил иллюстрируется следующей схемой (табл. 16).

0. Неизменная порода (амфибол-биотитовый гранит и гранодиорит-порфир): *Амф, Пл, Би, Ор, Кв, Сф, Мт*.

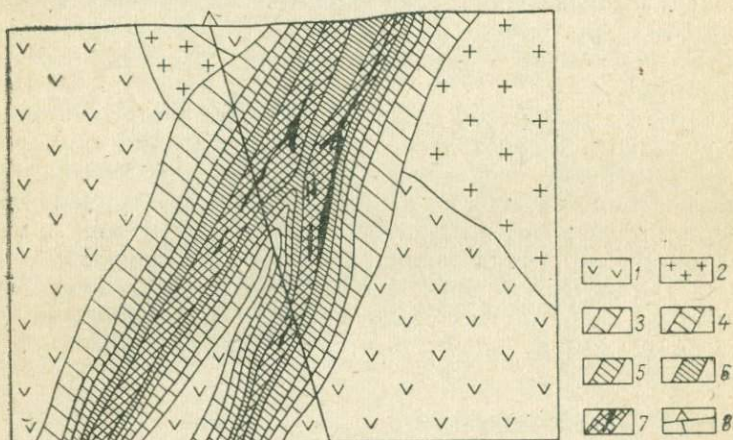
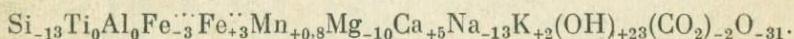


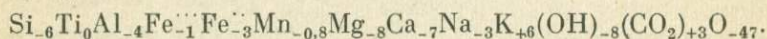
Рис. 17. Рудосопровождающие метасоматиты золото-турмалинового месторождения.

1 — гранодиорит — порфир; 2 — гранит; зоны: 3 — слабой карбонатизации — гидратации, 4 — слабой калишпатизации; 5 — серицитизации, 6 — альбитизации, 7 — турмалинизации; 8 — скважина колонкового бурения.

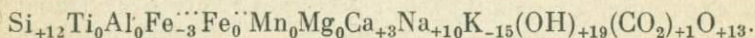
I. Зона слабой карбонатизации — гидратации: *Би, Пл, Ор, Кв, Лк, Гм, Кар (Хл)* ($\Delta d_V = -0,04$);



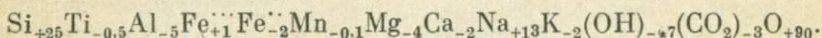
II. Зона слабой калишпатизации: *Ор, Аб, Кв, Пт, Гс, Лк* ($\Delta d_V = -0,19$);



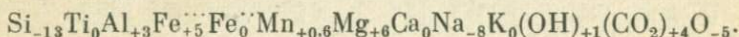
III. Зона серицитизации: *Аб, Кв, Сер, Пт, Пу* ($\Delta d_V = +0,07$);



IV. Зона альбитизации: *Аб, Кв, (Тур) Пт, Пу* ($\Delta d_V = +0,06$);



V. Зона турмалинизации и окварцевания: *Кв, Тур, Пт, Пу (Аб)* ($\Delta d_V = -0,01$);



Идеализированная схема метасоматической колонки месторождений золото-турмалиновой формации

Фазы, компоненты	Номера зон и их наименование					
	0. Неизменная порода	I. Карбонатизация, гидратация	II. Ортоклазизация	III. Серицитизация	IV. Альбитизация, турмалинизация	V. Турмалинизация, окварцевание
Мипералы	Роговая обманка Биотит Плагиоклаз Ортоклаз Кварц Сфен Магнетит	— Биотит Плагиоклаз Ортоклаз Кварц Лейкоксен Гематит Карбонат Хлорит	Альбит Ортоклаз Кварц Лейкоксен Пирит Гидрослюда	Альбит (Ортоклаз) Кварц Рутил Пирит Серицит	Альбит — Кварц Рутил Пирит (Турмалин)	— Кварц Турмалин Пирит Рутил
Инертные компоненты	Ti, Si, Al, Na, K, Mg, Fe ⁺⁺⁺ , Fe ⁺⁺	Ti, Si, Al, Na, K, Mg, Fe ⁺⁺⁺ , Fe ⁺⁺	Ti, Si, Al, Na, K	Ti, Si, Al, Na	Ti, Si, Al, Na	Ti, Si, Al

Трехмерная зональность колонки определяется следующими чертами: внешняя зона I особенно широко распространена в разрезах больших глубин, где ее мощность в 10—15 раз больше мощности внутренней зоны. При этом в ней возрастает роль хлоритизации.

Зона калишпатизации также наиболее характерна для средних и больших глубин и отсутствует в разрезах малых глубин. Вблизи центрального штокверка в этой зоне возрастает роль серицитизации. Однако распространение серицитизации в целом незначительно. В удалении от центрального штокверка эта зона выпадает из разреза.

Напротив, зона альбитизации пользуется повсеместным распространением; она в равной мере свойственна и разрезам центральной части штокверка, и отдельным изолированным жилам. В первом случае она, впрочем, часто теряет индивидуальность из-за обилия метасоматического турмалина.

Таким образом, строение метасоматической колонки околорудных пород месторождений золото-турмалиновой формации настолько своеобразно, что позволяет успешно использовать эти метасоматиты в поисковых целях и при прослеживании рудных тел.

Изучение распределения акцессорных минералов в породах различных зон колонки 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 альбитизации резко возрастает содержание пирита, обнаружен турмалин (в переменных количествах), содержание рутила возрастает, достаточно много халькопирита. Количество циркона и апатита сохраняется на одном уровне, хотя явления перекристаллизации апатита достаточно обычны.

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

(O → I) *Mt* → *Gm*; *Cf* → *Lk*;

(I → II) *Gm* → *Pm*;

(II → III) *Pm*₍₁₀₀₎ → *Pm*₍₂₁₀₎; *Lk* → *Pu*;

(III → IV) *Pu* → *Cf*.

ОКСЕТАЛИТЫ УРАНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Гидрослюдистые изменения боковых пород на урановых месторождениях распространены чрезвычайно широко. Характер замещения весьма сходен с таковым на полиметаллических, золотых и других среднетемпературных месторождениях. Отличительной особенностью является частое распространение гематитизации, обуславливающей покраснение пород, что весьма характерно для урановых месторождений. Примеры месторождений подобного рода довольно многочисленны как за рубежом [Эльдорадо (Канада), Коппер-Кинг (Колорадо), Мери-Виндоу (Нью-Мексико)], так и в Советском Союзе.

Одно из месторождений СССР залегает в осадочных породах нижнепалеозойского возраста, прорванных дайками диоритовых порфиров, микродиоритов, спессартитов. Рудные тела представлены вкрапленностью и прожилками пирита и настурана в интенсивно серицитизированных породах, имеющих мощность до нескольких метров и протягивающихся по простиранию на сотни метров.

Наблюдается зависимость степени гидротермальной переработки от масштабов оруденения. При этом характер строения метасоматической колонки одинаков для крупных тел и для мелких прожилков.

Установлено, что в явлениях околорудной переработки и рудоотложения имеется определенная последовательность. Интенсивная гидрослюдизация предшествует рудоотложению. На гидрослюдизацию в центральных зонах накладывается пиритизация и только потом рудная минерализация.

Характер строения колонки зависит от состава вмещающих пород. Так, в кварцевых порфирах наблюдается следующая зональность.

0. Неизменная порода (кварцевые порфиры): *Pl*, *Bi*, *Op*, *Kv*, *Mt*.

I. Зона деанортизации: *Аб, Ор, Сер, Кв, Пт—Гм* *.

II. Зона серицитизации: *Сер, Ор, Кв, Пт—Гм*.

III. Зона окварцевания: *Кв, Сер, Пт—Гм*.

В породах среднего и основного состава к этим парагенезисам добавляется карбонат.

0. Неизменная порода (микродиорит): *Амф, Би, Пл, (Кв), Мт, Сф*.

I. Зона слабой хлоритизации: *Аб, Кв, Кар, Сер, Хл, Гм—Пт, Лк*.

II. Зона анкеритизации: *Аб, Анк, Сер, Кв, Гм—Пт, Лк*.

III. Зона серицитизации: *Анк, Сер, Кв, Гм—Пт, Лк*.

IV. Зона окварцевания: *Кв, Сер, Лк, Гм—Пт*.

Рудная минерализация локализуется во внутренних, реже в промежуточных зонах, характерно, что в зальбандах жилков настурана иногда наблюдается поздняя хлоритизация.

Общая мощность измененных пород колеблется от 6—8 до нескольких десятков метров.

Закономерности вертикальной зональности общие с другими типами; указывается лишь на повышенную роль альбитизации, особенно на глубоких горизонтах.

ОБЩИЕ ОСОБЕННОСТИ ОКОЛУРУДНЫХ ПОРОД СРЕДНЕТЕМПЕРАТУРНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Рассмотренные примеры свидетельствуют о многих признаках сходства в строении и составе околорудных пород среднетемпературных месторождений. Хотя в целом температурные условия достаточно постоянны и находятся в пределах 350—200° С, все же наблюдается эволюция строения колонки, зависящая от температуры и давления. Так, на ряде месторождений вольфрама и молибдена, формирующихся в относительно высокотемпературных условиях, и на относительно больших глубинах в качестве типового изменения преобладает калишпатизация и флогопитизация с подчиненным развитием зоны серицитизации. Серицитизация (и гидрослюдизация) является ведущим типом изменения для среднетемпературных месторождений. Особенно она типична для кварц-молибденитовых, кварц-золоторудных и кварц-сульфидных месторождений.

Для средних горизонтов рудных жил олово- и золоторудных месторождений, в качестве наиболее характерного, ведущего типа изменения выступает турмалинизация, которая на выклинивании сменяется часто альбитизацией. Но серицитизация проявляется в той или иной степени и в этих случаях. Для относительно низкотемпературных условий, переходных к условиям эпитермальных месторождений, на первый план выступает гидрослюдизация с элементами аргиллизации, особенно свойственная полиметаллическим месторождениям.

* Присутствует либо пирит, либо гематит; чаще последний.

Таким образом, в пределах одной формации, а иногда и вблизи одного рудного тела встречаются довольно различные метасоматические ореолы. Причем наряду с температурой и давлением на их состав и строение большое влияние оказывает состав растворов и исходных пород.

ГЛАВА VII

ОКОЛОРУДНЫЕ ПОРОДЫ ВЫСОКОТЕМПЕРАТУРНЫХ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ЖИЛЬНЫХ И ШТОКВЕРКОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Месторождения этой группы представлены жилами и штокверками, обычно залегают среди гранитов, а также в экзоконтакте гранитных массивов. Состав жильного выполнения: кварц, флюорит, слюды. Рудная минерализация представлена вольфрамитом, касситеритом, молибденитом, шеелитом, арсенопиритом, пирротинем, колумбитом. Рудные жилы нередко имеют достаточно большую мощность (0,5—1 м) и протяжение (до 1—2 км). Содержание рудных компонентов высокое, в частности WO_3 до 1—3%. В штокверках содержание ниже, но постоянно.

Многие месторождения этой группы являются комплексными, кроме вольфрама в них в промышленных количествах содержится нередко молибден, олово, висмут. Примером служат месторождения Букука, Джида, Акчатау, Караоба и др.

Эти месторождения формируются в гипабиссальных условиях, им свойственно интенсивное проявление процессов околорудного изменения. Наряду с относительно глубинными в этой группе имеются месторождения приповерхностные; в этом случае околорудные изменения в них совершенно своеобразные. Для высокотемпературных месторождений обычно четко устанавливается генетическая связь с материнскими интрузиями, в пределах измененных рудоносных гранитов эндоконтактных частей массивов или их апикальных участков бывает сосредоточено оруденение.

Ведущим типом околорудных изменений высокотемпературных месторождений является замещение породообразующих минералов мусковитом и кварцем, реже с участием топаза, флюорита и турмалина. Этот процесс называется «грейзенизация», а породы «грейзены». Следовательно, грейзены — это существенно кварц-мусковитовые породы, образующиеся путем метасоматического преобразования

интрузивных пород гранитоидного состава или песчаников, сланцев и кислых эффузивов. В единичных случаях описаны явления воздействия грейзенизирующих растворов на основные или карбонатные породы.

Поскольку грейзенизирующие растворы генетически связаны с наиболее кислыми гранитами, зоны грейзенизации располагаются очень часто в пределах самих же массивов, а особенно в участках их выступов, куполов, апофиз. Грейzenам посвящено много специальных работ, в частности недавно вышедшая монография Д. В. Рундквиста с соавторами [88].

Метасоматическая зональность в грейzenах выражена достаточно отчетливо. Однако вследствие того что процесс формирования высокотемпературных месторождений начинается при 500—600° С и продолжается длительное время, наблюдается наложение нескольких последовательных стадий, затушевывающих зональность. Поэтому существует не вполне правильное мнение, что для грейzenов закономерности метасоматической зональности проявлены слабо, а смена минеральных ассоциаций чаще объясняется стадийностью.

Стандартная схема метасоматической зональности при грейзенизации следующая.

0. Гранит: *Би, Пл, Ор, Кв.*
- I. Зона мусковитизации: *Би, Аб, Ор, Кв, Му.*
- II. Зона альбитизации: *Аб, Ор, Кв, Му.*
- III. Зона грейзенизации: *Ор, Кв, Му.*
- IV. Зона мусковитового грейзена: *Кв, Му.*
- V. Кварц-топазовый грейзен: *Кв, То.*
- VI. Кварцевый грейзен: *Кв.*

Иной характер зональности наблюдается в случае апокарбонатных грейzenов.

0. Карбонатная порода.
- I. Флюоритовый или кварц-флюоритовый грейзен с кальцитом.
- II. Слюдисто-флюорит-кварцевый грейзен с топазом.
- III. Жильное кварцевое тело с подчиненным количеством мусковита, топаза, флюорита.

Внешние зоны колонки повсеместно устойчивы, в то время как внутренние часто выпадают или проявляются избирательно. Так, нередко кварц-топазовая зона не обнаруживается. В относительно основных гранитоидах (в гранодиоритах) нередко проявляется зона турмалинизации. Установлено, впрочем, что турмалинизация связана обычно с одной из более поздних стадий.

Внимание исследователей обычно привлекают внутренние зоны колонки, за которыми и закрепилось название грейzenы. В генетическом же отношении имеют значение все зоны, а для поисков руды даже более значимы внешние. Так, мощность внешних зон обычно в десятки и даже сотни раз больше мощности жилы. Нередко, особенно для штокверковых месторождений, зональность обнаруживается с трудом, из-за того что грейzenы, развиваясь вдоль систем сближенных трещин, охватывают большие объемы пород и переходы

к совершенно неизменным породам не прослеживаются. Поэтому изучать зональность грейзенизации удобнее возле изолированных, сравнительно мелких кварцевых жил. Рудная минерализация в жилах формируется обычно в 5—6 стадий.

Элементы вертикальной зональности грейзенов устанавливаются часто, но систематически она еще не изучена. В частных случаях, если опираться на те примеры, что описаны в литературе, полная метасоматическая колонка грейзенов обычно не наблюдается. Как правило, выделяют три-четыре зоны: грейзенизированных гранитов, кварц-мусковитовых грейзенов, кварц-топазовых грейзенов, кварцевых грейзенов.

Оруденение грейзеновых месторождений концентрируется либо внутри жил, либо во внутренних зонах, оно обычно не выходит за пределы кварц-мусковитовой зоны.

ГРЕЙЗЕНЫ КВАРЦ-ВОЛЬФРАМОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В качестве примера рассмотрим месторождение Акчатау (Казахстан). Район месторождения сложен палеозойскими эффузивными и осадочными породами, а также гранитоидами. Месторождение представлено серией кварц-вольфрамитовых жил, залегающих преимущественно в среднезернистых гранитах и гранодиоритах. Жилы локализируются в сколовых и разрывных трещинах, причем к сколовым трещинам меридионального направления приурочено большинство промышленных жил месторождения.

Месторождение имеет сложное строение, на нем выделяется 6 систем постмагматических жильных тел, которые отвечают четырем этапам минерализации: пегматитовому, пневматолито-гидротермальному, гидротермальному и гипергенному. Практическое значение имеет второй и третий этапы, в пределах которых выделяются стадии: кварцевая, флюоритовая, турмалиновая, жильбертитовая, галенитовая, карбонатная.

Рудные жилы и грейзеновые тела имеют преимущественно меридиональное простирание и крутое падение. Мощность грейзеновых тел колеблется от долей метра до 40 м, протяженность до 350 м.

Морфология тел очень сложная, так как отдельные тела разветвляются, сливаются, выклиниваются. Мощность собственно кварцевых жил достигает 0,5 м, контакты жил с вмещающими породами постепенные из-за распространенного в зальбандах окварцевания. Жилы сложены белым и дымчатым кварцем, среди которого рудные минералы образуют гнездообразные скопления и прожилки. Рудные минералы представлены вольфрамитом, молибденитом, пиритом, галенитом. Всего установлено на месторождении 60 первичных минералов и 40 гипергенных. Месторождение эксплуатируется подземными выработками.

Грейзеновые тела характеризуются отчетливо выраженным симметрично зональным строением (рис. 18). В центральной части месторождения описана такая последовательность смены зон.

0. Лейкократовый гранит: *Би, Пл, Ор, Кв.*

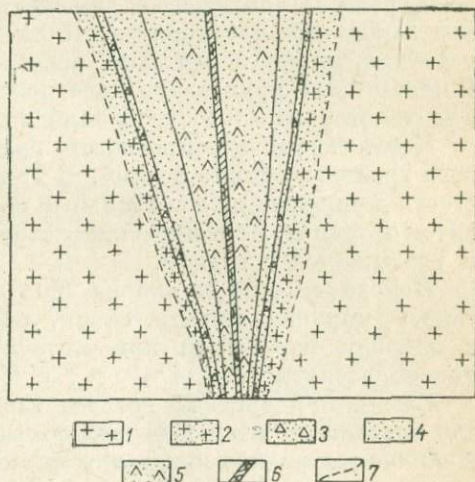
- I. Грейзенизированный гранит: *Аб, Ор, Кв, Сер.*
- II. Слюдисто-кварцевый грейзен: *Му, Кв.*
- III. Топаз-кварцевый грейзен: *То, Кв.*
- IV. Кварцевый грейзен: *Кв.*
- V. Кварцевая жила: *Кв.*

Смена зон происходит достаточно резко (слюдисто-кварцевая, топаз-кварцевая) или постепенно (топазовые грейзены с топаз-кварцевыми, грейзенизированные граниты с гранитами).

По падению рудных жил наблюдается выпадение той или иной зоны, но строгой закономерности (выпадения внутренних зон) не отмечено.

Рис. 18. Схема зональности околорудных пород грейзенового месторождения (по Я. Д. Готману [23]).

1 — гранит, грейзенизированный гранит; 3 — слюдисто-кварцевый грейзен; 4 — топаз-кварцевый грейзен; 5 — кварцевый грейзен; 6 — кварцевая жила; 7 — контуры постепенного перехода.



Мощность зон околорудных изменений колеблется в значительных пределах. Она превышает мощность самих жил в десятки раз. В лежачем и висячем боку мощность изменений пород соизмерима, но в висячем все же большая.

Состав и зональность грейзенов варьирует в зависимости от вмещающих пород; в гранодиоритах и адамеллитах она такая.

0. Адамеллит.
 - I. Грейзенизированный адамеллит.
 - II. Кварц-слюдистый грейзен.
 - III. Топаз-кварцевый грейзен.
 - IV. Кварцевый грейзен.
 - V. Кварцевая жила.

Зона топазизации часто выпадает. В случае адамеллитов все зоны колонки имеют резкие границы. Мощности зон околорудных изменений в адамеллитах заметно меньшие, они лишь в 2—2,5 раза больше мощности жилы.

Наблюдаются следующие закономерности минеральных замещений и перемещения вещества по зонам метасоматической колонки.

В начальные стадии грейзенизации (в грейзенизированных гранитах) наблюдается замещение плагиоклаза агрегатом серицита. Степень серицитизации постепенно возрастает по мере приближения к зоне слюдисто-кварцевого грейзена. Вероятно, в пределах зоны грейзенизированного гранита можно выделять две подзоны (устойчивого альбита и сплошной серицитизации плагиоклаза). На месте зерен плагиоклаза образуются скопления различно ориентированных чешуек мусковита — серицита, а иногда и биотита.

Из числа химических компонентов здесь в движение приходит кальций. В этом случае на месте зерен плагиоклаза образуется как бы «каркас», наполненный серицитом. Ближе к зоне кварц-мусковитового грейзена наблюдается замещение биотита мусковитом и сплошное замещение плагиоклаза. Калиевый полевой шпат в этой зоне устойчив, лишь пертитовые вроски в нем замещены серицитом. В целом при серицитизации плагиоклаза в породе отмечается появление некоторого новообразования кварца.

Контакт грейзенизированных гранитов с зоной слюдисто-кварцевого грейзена обычно резкий. В этой зоне заметно возрастает пористость и упрощается минеральный состав, так как замещается мусковитом ортоклаз. Первоначальная структура породы сохраняется редко и угадывается с трудом.

Порода состоит из кварца (60%), мусковита (30%), флюорита, топаза, циркона, пирита, сфена, лейкоксена, вольфрамита. Наряду с кварцем первичным присутствует заметное количество кварца новообразованного.

Слюдисто-кварцевый грейзен также может быть подразделен на две подзоны, причем в первой сохраняется от замещения ортоклаз. Появляются редкие кристаллы флюорита и топаза. Из числа акцессорных встречаются апатит, пирит, циркон, рутил.

В ходе формирования слюдисто-кварцевого грейзена из породы выносятся щелочи и привносятся кремнезем, вода, железо, а также частично алюминий. В результате метасоматических реакций замещения в породе появляются новообразованные (освобожденные) минералы, и в первую очередь кварц.

Зона топаз-кварцевого грейзена имеет мощность от 0,3 до 10 мощностей жилы. Мощность зоны топаз-кварцевых грейзенов уменьшается с глубиной, и на глубине она выклинивается. Порода зоны пориста, первичная структура ее не обнаруживается. Состав: кварц (60%), топаз (25%), флюорит (7%); серицит, пирит, вольфрамит, молибденит, рутил, апатит, циркон (8%).

Кварц представлен зернами двух генераций (первичный и новообразованный). При формировании зоны происходит интенсивный привнос фтора и вынос щелочей, железа и алюминия.

Зона кварцевого грейзена имеет мощность от 0,5 до 8 мощностей жилы. Порода сложена кварцем (85—90%), а также небольшой примесью вольфрамита, молибденита и др. В ходе формирования кварцевого грейзена выносятся все компоненты, кроме кремнезема. Здесь наряду с первичным и освобожденным кварцем есть кварц осажженный.

ГРЕЙЗЕНЫ КВАРЦ-ГЮБНЕРИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В качестве примера рассмотрим Джидинское месторождение, которое расположено в Западном Забайкалье среди пород нижнего палеозоя и прорывающих их палеозойских и мезозойских гранитов. С последними и связано оруденение. Рудные тела месторождения распространены на площади 50 км² и представлены системой крутопадающих, преимущественно широтных жил и штокверков. Отдельные жилы прослеживаются на 1 км и более, на глубину промышленное оруденение распространено на несколько сотен метров. В числе рудных минералов установлены гюбнерит, молибденит, шеелит, пирит, блеклая руда и др.

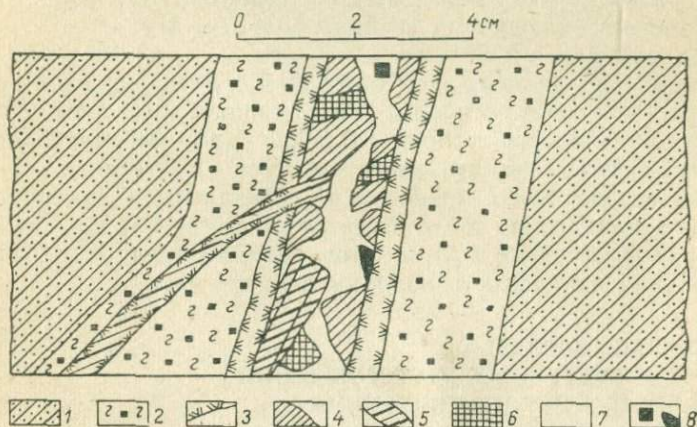


Рис. 19. Схема развития окрестных грейзенов (по А. Ф. Горжинскому [58]).

1 — кварц-эпидот-биотитовый сланец; 2 — флюорит-слюдистый грейзен; 3 — розетки мусковита; 4 — микроклин; 5 — редкометальное оруденение; 6 — флюорит; 7 — кварц, 8 — пирит.

Выделяется несколько стадий минерализации, которым отвечают 5 типов жил и прожилков.

1. Кварц-ортоклазовые жилы с гюбнеритом.
2. Кварц-гюбнеритовые жилы (с молибденитом и флюоритом).
3. Кварц-карбонатные жилы с гюбнеритом, шеелитом и блеклой рудой.
4. Сульфидные жилы с игольчатым гюбнеритом, пиритом.
5. Халцедоновые жилы с флюоритом и игольчатым гюбнеритом.

К собственно высокотемпературным образованиям относятся лишь два первых типа, сопровождающиеся интенсивной грейзенизацией. Они же являются и наиболее распространенными.

Помимо вольфрамового оруденения на территории рудного поля известно более раннее штокверковое молибденовое оруденение, отделенное от первого дайками основных пород. На месторождении выделяется три фазы минерализации: (молибденовая, редкометальная

и вольфрамовая), которым отвечают этапы: пегматитовый, молибдено-кварцевый, пирит-кварцевый; пегматитовый редкометалльно-микроклиновый; пегматитовый микроклиновый, пирит-гюбнеритовый, сульфидно-гюбнеритовый, родохрозит-гюбнеритовый, жилы роговикового кварца.

Согласно данным А. Ф. Коржикского [58], каждый тип жил сопровождается своими околорудными изменениями. Но для всех типов жил первой и второй фазы околорудные изменения представлены грейзенизацией. Так, для кварцевых жил (с гюбнеритом) третьей фазы характерна следующая зональность (рис. 19).

0. Гранит-порфир: *Ви, Ор, Пл, Кв.*

I. Грейзенизированный гранит-порфир: *Ви, Ор, Аб, Кв, Сер.*

II. Мусковит-полевошпатовый грейзен: *Ор, Кв, Му.*

III. Флюорит-слюдистый грейзен: *Фл, Кв, Му.*

IV. Кварцевая жила.

Для наиболее крупных жил Холтасонского гюбнеритового участка характерно появление флюорит-биотит-серицитовой зоны и выпадения мусковит-полевошпатовой. Вообще для гюбнеритовых жил более свойственна серицитизация, чем мусковитизация.

Схема грейзенового процесса на Джидинском месторождении достаточно стандартна: последовательный вынос Ca, Mg, Fe, Na, K, а в центральных частях и Al, и одновременный привнос SiO₂, OH, F. **Вертикальная зональность колонки не изучена.**

ОКОЛОРУДНЫЕ ПОРОДЫ ВЫСОКОТЕМПЕРАТУРНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ, СВЯЗАННЫХ С СУБВУЛКАНИЧЕСКИМИ МАГМАТИЧЕСКИМИ ПРОЯВЛЕНИЯМИ

Эти месторождения представляют собой обычно штокверковые залежи, локализующиеся в зонах контактов субвулканических тел с вмещающими обычно туфогенно-осадочными породами. Минерализация таких штокверковых метасоматических залежей представлена редкими и цветными металлами (Cu, Pb, Zn, An, Sn), а также высокоглиноземистым сырьем. Примеры таких месторождений достаточно многочисленны: Болиден в Швеции (медно-мышьяковое), Красноуральское (медноколчеданное), Коунрад (медно-порфировое), Семиз-Бугу (корундовое) и др.

Эти месторождения сопровождаются интенсивными изменениями вмещающих пород, изменениями, имеющими широкое региональное распространение, так называемыми «вторичными кварцитами», наиболее детально изученными Н. И. Наковником [77].

Месторождения вторичных кварцитов могут рассматриваться как аналоги месторождений грейзенов, образовавшихся в близповерхностных условиях.

Типовая зональность вторичных кварцитов описывается следующей колонкой (рис. 20).

0. Кварцевый порфир.

- I. Зона слабой гидратации: *Пл, Ор, Кв, Бу, Гс.*
- II. Зона хлоритизации — альбитизации: *Ор, Аб, Кв, Сер, Хл.*
- III. Зона альбитизации и серицитизации: *Ор, Аб, Кв, Сер.*
- IV. Зона серицитизации: *Сер, Ор, Кв.*
- V. Зона сплошной серицитизации: *Сер, Кв.*
- VI. Зона андалузитизации: *Анд, Кв.*
- VII. Зона окварцевания: *Кв.*

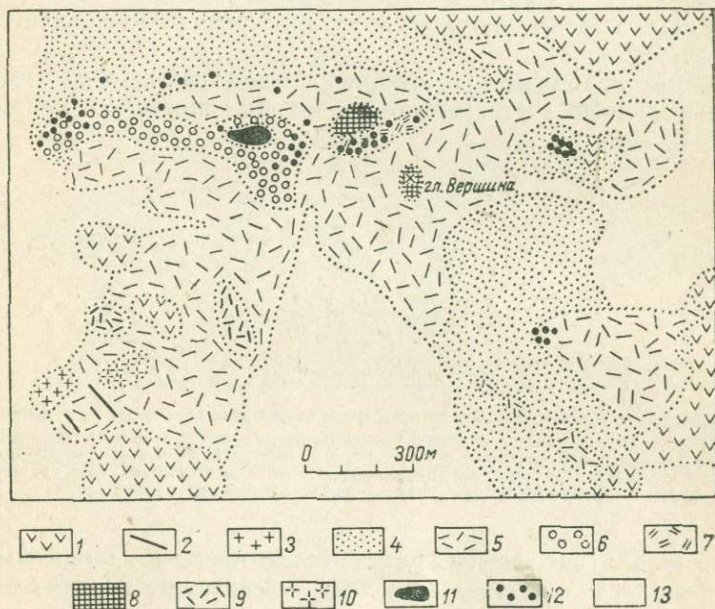


Рис. 20. Геологическая схема распространения вторичных кварцитов (по Н. И. Наговицку [177]).

1 — кислые эффузивы; 2 — диабазовые порфириты; 3 — интрузивные порфириты; вторичные кварциты: 4 — монокварцевые, 5 — серицитовые, 6 — диккитовые, 7 — алунитовые, 8 — диаспоровые, 9 — андалузитовые, 10 — домортьеритовые; 11 — агальматолит (диккитовый) 12 — вкрапленность и прожилки корунда; 13 — наносы.

Эта колонка развивается в экзоконтакте, а в эндоконтакте гранит-порфиров наблюдается обратная схема с заменой иногда серицита мусковитом. Типовая колонка испытывает заметные вариации: так, в связи с наиболее кислыми растворами в ее составе преобладает зона обогащения Al и возникают монокорундовые тела типа Семиз-Бугу. В случае же умереннокислых материнских пород во вторичных кварцитах резко возрастает роль сульфидов — пирита и халькопирита. Так возникают медно-порфировые руды типа коунрадских. Наконец, в случае сернокислых растворов (особенно приповерхностных фаций) возникают минеральные ассоциации с алунитом, сванбергитом и т. д.

Околорудные породы месторождения Коунрад (Казахстан)

Месторождение Коунрад относится к прожилково-вкрапленному типу, связанному с субвулканическими интрузиями умереннокислых гранитов, и залегает среди вторичных кварцитов. Рудная минерализация: пирит, халькопирит, молибденит. Руды убогие, но оруденение распространено на огромные массы пород, вследствие чего запасы очень велики. На территории месторождения известны осадочные и эффузивные породы, а также интрузии среднепалеозойского возраста (рис. 21).

Вторичные кварциты образовались за счет гранодиорит-порфиров (серицитовые) и за счет вмещающих их вулканогенных кварцевых

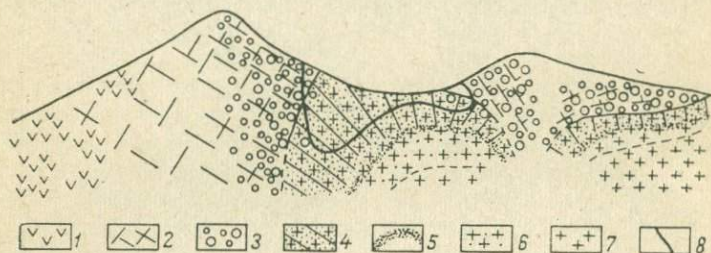


Рис. 21. Зональность вторичных кварцитов Коунрада (по данным Н. И. Наконника [77]). 1 — риолиты; 2 — серицитовые вторичные кварциты по риолитам; 3 — зона развития андалузита, корунда, диопсида, диккита и алунита; 4 — серицитовые вторичные кварциты по гранодиорит-порфирам; 5 — зона аргиллизации; 6 — пропилитизированные гранодиорит-порфиры; 7 — порфировидные гранодиориты; 8 — граница рудного тела.

порфиров (андалузитовые). Серицитовые вторичные кварциты рудносы, они слагают центральную часть массива, на периферии сменяются андалузитовыми, а на глубине 300 м — неизменными гранодиорит-порфирами.

Зональность вторичных кварцитов Коунрада следующая.

0. Гранодиорит-порфир.
- I. Зона хлоритизации.
- II. Зона альбитизации.
- III. Зона серицитизации.
- IV. Зона окварцевания.
- V. Зона андалузитизации.
- VI. Зона серицитизации.
- VII. Зона альбитизации.
- VIII. Зона хлоритизации.
- IX. Кварцевый порфир.

Вторичные кварциты Семиз-Бугу

Месторождение расположено среди толщ кислых эффузивов девона, прорванных гранитоидами. В приконтактной части массива эффузивы превращены во вторичные кварциты, среди которых и зале-

гают тела корунда и андалузита (рис. 22). Это уникальное месторождение. Оно имеет форму огромной линзы длиной 180 м при мощности до 44 м.

Внутренняя зона вторичных кварцитов сложена корундом с примесью мусковита, андалузита, диаспора, рутила, топаза и др.

Зональность вторичных кварцитов месторождения следующая.

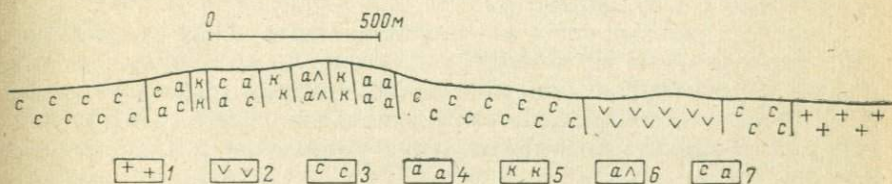


Рис. 22. Геологический разрез через вторичные кварциты Семиз-Буту (по данным Н. И. Навковника [77]).

1 — граниты; 2 — эффузивные кварцевые порфиры; вторичные кварциты: 3 — серицитовые, 4 — андалузитовые, 5 — корундовые, 6 — алунитовые, 7 — монокварцевые.

0. Вмещающие эффузивы: *Пл, Би, Ор, Кв.*

I. Зона хлоритизации: *Аб, Би, Ор, Кв, Хл.*

II. Зона серицитизации: *Сер, Ор, Кв.*

III. Зона андалузитизации: *Анд, Кв.*

VI. Зона корундизации: *Кор, (Кв).*

На глубину, как обычно, последовательно выклиниваются внутренние зоны.

ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ЗОНАЛЬНОСТИ ГРЕЙЗЕНОВ И ВТОРИЧНЫХ КВАРЦИТОВ

Рассмотренные примеры типовых колонок указывают на существование определенных различий в строении грейзенов — проявлении во внутренней их части тех или иных зон: слюдистой, топазовой, флюоритовой, турмалиновой. Суммирование имеющегося в литературе материала позволяет наметить следующий перечень колонок грейзенов (так называемых «простых фаций» по Д. В. Рундквисту).

А. Колонка слюдяно-кварцевых грейзенов (Джида, Приморье, Казахстан).

0. Гранит.

I. Грейзенизированный гранит.

II. Слюдяно-кварцевый грейзен.

III. Кварцевый грейзен.

VI. Жила с вольфрамитом, молибденитом.

Б. Колонка кварц-топазовых грейзенов (Акчатау, Куу и др).

0. Гранит.

I. Грейзенизированный гранит.

II. Слюдяно-кварцевый грейзен.

III. Кварц-топазовый грейзен.

IV. Жила с вольфрамитом, касситеритом.

В. Колонка кварц-флюорит-слюдяных грейzenов (Нура-Таледы, Джида).

О. Гранит.

I. Грейзенизированный гранит.

II. Кварц-слюдяной грейзен.

III. Слюдяной (с флюоритом) грейзен.

IV. Жила с вольфрамитом.

Для всех типовых колонок устанавливаются общие закономерности: парагенезисы внутренних зон обычно не зависят от исходных пород. Вертикальная зональность для колонок грейzenов состоит в последовательном выпадении внутренних зон с глубиной. Для больших глубин характерно относительное увеличение мощности внешних зон.

В практике обычно приходится сталкиваться со сложными колонками, представляющими собой результат последовательного наложения нескольких процессов. Вследствие этого количество зон резко возрастает, нарушаются соотношения мощностей. Наряду с околожильными грейzenами широко распространены участки и зоны грейзенизации гранитов и их сателлитов, особенно вблизи кровли. Для грейzenов этого типа характерны асимметричное строение и вертикальная зональность, состоящая в последовательном все более полном проявлении внутренних зон с уменьшением глубин.

Для грейzenов площадного распространения установлены следующие колонки: кварц-альбит-микроклинового типа; альбит-кварцевого; альбит-мусковитового, мусковит-кварцевого.

С этими грейzenами связано редкометальное оруденение Mo, Sn, а в случае так называемых апогранитов также Ta—Nb-минерализация.

В ряде случаев от грейzenов прослеживаются постепенные генетические переходы к березитам или иным среднетемпературным околорудным породам, а также к вторичным кварцитам.

Для вторичных кварцитов, согласно Н. И. Наквнику, характерны следующие фации: корундо-андалузитовая; диаспоровая; алунитовая; каолинитовая, пиррофиллитовая, серицитовая. При этом надо учитывать, что он понимает фации как типы зональности или типы колонок.

Г Л А В А VIII

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ МЕТАСОМАТИТОВ И ИХ РУДОКОНТРОЛИРУЮЩЕЕ ЗНАЧЕНИЕ

Околорудные метасоматиты рассмотренных выше низко-, средне- и высокотемпературных кварцево-жильных и штокверковых гидротермальных месторождений относятся к формациям аргиллизитов, оксеталитов, грейzenов и вторичных кварцитов. Каждая из этих фор-

маций характеризует те или иные условия постмагматического процесса и обычно определенный генетический тип гидротермального оруденения. Главными факторами, определяющими принадлежность метасоматитов к той или иной формации, являются физико-химические условия метасоматита: температура и давление, состав и состояние растворов, физические свойства и состав исходных пород. Кроме того, с точки зрения корреляции типов околорудных метасоматитов с оруденением представляют интерес характер распределения и условия переноса рудного вещества гидротермальными растворами.

Необходимым условием метасоматизма как процесса химического преобразования горных пород является возникновение и сохранение в течение достаточно большого промежутка времени неравновесного состояния в системе поровый раствор — порода. Возникновение такого неравновесного состояния определяется достаточно резким изменением в пространстве и времени одного или нескольких факторов равновесия, каковыми являются термодинамические параметры системы: температура, давление порового раствора, объем породы, а также содержание инертных и подвижных компонентов. Стремление системы к равновесию при наличии градиента термодинамических параметров и обуславливает возникновение метасоматической зональности. Сохранение в течение относительно длительного времени неравновесного состояния предполагает непрерывное пополнение расходуемого вещества, т. е. привнос одних компонентов и вынос других (продуктов реакции).

По какой бы схеме ни происходило метасоматическое замещение (инфильтрационная или диффузионная), решающим является отклонение системы от равновесия прежде всего в отношении концентраций компонентов. Геологические процессы, влияющие на изменение факторов равновесия, разнообразны. Они, как правило, действуют суммарно, но, схематизируя, можно попытаться установить взаимосвязь геологических условий с термодинамическими параметрами. Причинами термальных аномалий являются региональный термальный метаморфизм, внедрение интрузий, вулканические и поствулканические процессы, а также некоторые геологические процессы, протекающие в условиях преобладания экзотермических реакций. Термальные аномалии активизируют поровые растворы, которые становятся способными реагировать с минералами пород, т. е. обуславливают метасоматизм.

Давление порового раствора и давление на твердую фазу (горное давление) в общем случае зависят от глубинности, но локальная анизотропия давления — следствие сопровождающих рудообразование тектонических процессов: трещинообразования, стресса, подпруживания. Анизотропия давления в поровом растворе является главной причиной движения растворов и, как следствие, инфильтрационного метасоматизма.

Концентрация компонентов в растворе — следующий и, пожалуй, наиболее важный фактор равновесия, обуславливающий как диффузию компонентов, так и химизм метасоматического замещения при

любом типе метасоматизма. Градиент концентрации возникает либо как результат смешения (или встречи) двух потоков растворов, либо как результат резкого изменения температуры и, следовательно, растворимости. Изменение концентрации при смешении растворов имеет обычно одну направленность: нагретые и концентрированные растворы проникают по трещинам в участки равновесных с поровыми растворами пород. Обратная картина, т. е. приток холодных растворов в нагретые участки, является, по-видимому, более редким случаем.

Рассмотрим несколько случаев трещинообразования как первопричины метасоматизма (рис. 23). Если трещина связывает участки

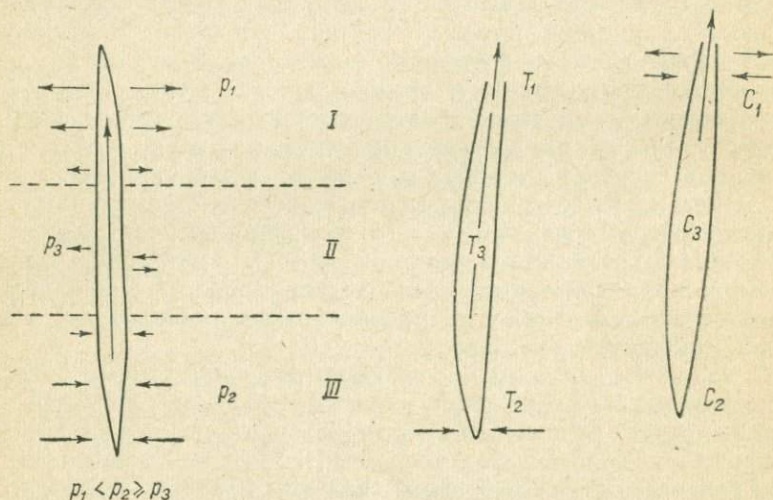


Рис. 23. Схема, иллюстрирующая характер метасоматизма в зависимости от типа трещин.

с резко различным давлением, то в верхних ее частях давление на раствор в трещине будет больше давления порового раствора в боковых породах. В этом случае будет происходить инфильтрация раствора в стороны от трещины. Раствор окажется неравновесным с породой около верхней части трещины и будет происходить метасоматическое замещение по инфильтрационной схеме.

Второй случай имеет место, когда трещина связывает нагретый участок с холодным или с поверхностью, чем обуславливается свободная циркуляция раствора по трещине. В трещине устанавливается постоянная температура, отличная от температуры околотрещинного пространства. Главным фактором, определяющим неравновесность системы, будет в этом случае термический градиент: поровый раствор околотрещинного пространства по мере прогрева становится способным реагировать с минералами породы, что также приводит к возникновению метасоматической зональности.

Наконец, в третьем случае, если трещина связывает участки циркуляции концентрированных нагретых растворов с участками вадозных вод, то возникает концентрационная диффузионная зональность.

В природе, естественно, эти три случая чаще бывают совмещены, и вдоль ослабленных зон — путей просачивания растворов — возникает инфильтрационная зональность, а в стороны от них — диффузионная. Во всех случаях, впрочем, метасоматическое замещение приводит к формированию симметрично построенных относительно трещины метасоматических полизональных образований.

В тех случаях, когда контролирующей структурой является не трещина, а, например, дневная поверхность или уровень грунтовых вод, зональность становится асимметричной. Асимметричность строения метасоматических колонок может быть вызвана и анизотропией свойств и состава исходных пород. Но при всех условиях главным фактором, определяющим генетический тип метасоматизма, остается состав метасоматизирующих растворов.

Анализ химизма образования типовых колонок аргиллизитов, оксеталитов и грейзенов, изучение состава водных вытяжек и вытяжек из метасоматических пород, а также данные экспериментов по моделированию метасоматической зональности свидетельствуют о том, что состав и концентрация метасоматизирующих растворов варьируют в широких пределах. Наибольшее количество наблюдений имеется в отношении состава аргиллизирующих растворов в областях современной поствулканической деятельности. Изучение состава, кислотности и минерализации газово-жидких включений [103], поровых растворов и гидротермальных растворов областей поствулканической деятельности [68] свидетельствует о значительном сходстве их в том и другом случае. Согласно этим данным околожильный метасоматизм происходит в интервале температур $450-50^{\circ}\text{C}$, смыкающаяся в отношении температурных условий с гипергенными процессами, протекающими преимущественно при температуре ниже 50°C . Наиболее характерными для достаточно условно выделяемых высоко-, средне- и низкотемпературных месторождений являются соответственно следующие температурные интервалы: $450-300$, $350-200$, $250-50^{\circ}\text{C}$.

Понижение температуры в ходе гидротермального процесса сопровождается изменением кислотности и солевого состава растворов. Так, для хрусталеносных жил [103] с уменьшением температуры от 360 до 100°C концентрация Cl^- уменьшается в 4 раза, а концентрация HCO_3^- заметно возрастает. Содержание SO_4^{2-} изменяется незначительно в сторону уменьшения с ростом температуры. Увеличение роли бикарбонат-иона от ранних стадий минерализации к поздним свойственно многим флюоритовым месторождениям.

Последовательное уменьшение роли галоидных кислот в пользу серной, сернистой, сероводородной, а затем угольной является, по-видимому, общей особенностью гидротермального процесса, развивающегося в условиях понижения температуры. Используя эту зональность, можно наметить генетический ряд околорудных метасоматитов

от грейзенов до аргиллизитов (табл. 17). Характерно, что для грейзенов в качестве главных составляющих анионной части растворов выступают галоидные кислоты. Эти растворы имеют в основном ювенильное происхождение как в отношении фтора и хлора, так и в отношении рудных компонентов.

ТАБЛИЦА 17

Идеализированная схема генетических типов околорудных метасоматитов

Формации	Генетические типы метасоматитов	Верхний предел температуры	Преобладающие анионы в растворах	Сопряженный тип рудной минерализации
Грейзены	Галоидный и борнокислотный	450	F ⁻ , Cl ⁻ , B ⁻	Вольфрамит, касситерит, минералы редких металлов
Оксеталиты	Галоидно-борнокислотно-сульфатный	350	F ⁻ , Cl ⁻ , B ³⁻ , SO ₃ ²⁻	Касситерит, пирит, арсенопирит, золотоносный пирит, молибденит
	Сульфатный	300	SO ₃ ²⁻	Молибденит, золото
	Сульфатно-гидрокарбонатный	250	P ₂ O ₅ (SO ₃) ²⁻	Галенит, сфалерит
Аргиллизиты	Галоидный и галоидно-гидрокарбонатный	250	F ⁻ , Cl ⁻ , HCO ₃ ⁻	Халькопирит и гюбнерит, горный хрусталь, флюорит
	Сульфатный и сульфатно-гидрокарбонатный	200	SO ₃ ²⁻ , HCO ₃ ⁻	Серебристое золото, антимонит, киноварь
	Гидрокарбонатный	150	HCO ₃ ⁻	Мышьяк, киноварь, настуран

В ходе метасоматического процесса фтор фиксируется в составе новообразованных минералов, а хлор обычно уносится отработанными растворами. Для грейзенов роль сульфатного и гидрокарбонатного анионов минимальная, для оксеталитов обычен сложный состав растворов, а аргиллизиты четко подразделяются на три генетических подтипа: галоидный, сульфатный и гидрокарбонатный. Каждому из генетических подтипов околорудных метасоматитов соответствует свой тип сопряженного оруденения. В этом, в частности, состоит рудопоисковое значение околорудных пород. Определить генетиче-

скую принадлежность метасоматитов, как указывалось при описании типовых месторождений, можно на основании изучения минеральных ассоциаций и тонких особенностей химизма колонок.

Метасоматирующие растворы оксеталитов имеют сложный состав, меняющийся от существенно галоидного до сульфатно-гидрокарбонатного.

В формировании оксеталитов месторождений олова и вольфрама существенное участие в анионном составе растворов принимали галоиды (преимущественно F). В формировании оксеталитов золотых месторождений к фтору добавляется B_2O_3 и сероводородная кислота.

Оксеталиты молибденовых месторождений формируются под воздействием сероводородных и сернокислых растворов. Вместе с тем гидрослюды оксеталиты полиметаллических месторождений формируются при значительном участии помимо SO_3 также углекислоты и фосфорной кислоты.

В составе растворов при формировании оксеталитов урановых месторождений значительное участие принимала угольная кислота (в случае беспиритовых парагенезисов) или сероводородная (в случае существенного развития пирита).

Анионные составляющие растворов, несомненно, имели ювенильное происхождение. Что же касается катионного их состава, то здесь дело обстоит сложнее. Калий, по-видимому, изначально содержится в растворах, этим объясняется калишпатизация на больших глубинах. Что же касается натрия, то не исключено его заимствование из метасоматируемых пород в процессе калишпатизации. Это особенно вероятно, если учесть, что альбитизация проявляется значительно реже и в несколько более поздней стадии процесса.

Существенное значение имеет проблема кремнезема. Большинство рудных тел сложены кварцем; в тех случаях, когда на глубоких горизонтах в центральных зонах нет жил, все равно проявляется окварцевание, а на меньших глубинах штокверковые зоны и метасоматические залежи сменяются кварцевыми жилами. Это свидетельствует о местной природе всего кварца кварцевых рудных жил. Вместе с тем способ отложения этого кварца преимущественно не метасоматический, а выполнение пустых полостей. По характеру метасоматизм в этом случае (преимущественно инфильтрационный) также отличен от наблюдаемого в условиях формирования низкотемпературных халцедоновых жил.

Одной из узловых проблем генезиса рудосопровождающих метасоматитов является происхождение гидротрмальных растворов и природа рудного вещества в них. Эта проблема ни теорией металлогении, ни практикой рудопоискового дела еще не решена в полном объеме. Существующие взгляды концентрируются в основном вокруг трех гипотез: классической, эммонсовской, об отделении паро-газовой и гидротермальной фаз от кристаллизующегося магматического очага; активизационной [98], сводящей роль магматизма лишь к активизации процессов метасоматизма, осуществляющихся поровыми растворами, не связанными с интрузивным процессом; гидрогеологической

[19, 80], исключаящей вообще ту или иную связь гидротермальных растворов с магматизмом.

Современное состояние знаний позволяет предполагать, что эти три гипотезы, по существу, не исключают, а дополняют друг друга и что в конкретных случаях можно говорить лишь о преобладании того или иного механизма.

Анализ имеющихся наблюдений в областях современного вулканизма показывает, что гидротермальные растворы находятся в парагенетической связи с лавоизвержением (активным вулканизмом); растворы и лавы имеют общий глубинный источник.

Характерно, что в связи с вулканизмом андезитового типа и с более кислыми лавами проявляется наиболее интенсивная гидротермальная деятельность. Это свидетельствует о несомненном богатстве летучих кислых магм. Эти летучие, отделяясь в гипабиссальных условиях, участвуют в метасоматическом преобразовании пород или, что чаще, активизируют подземные воды и поровые растворы. Дифференциация гидротерм по составу (галоидные, сульфатные, гидрокарбонатные) и по температуре (в интервале 350—50° С) определяет вертикальную зональность метасоматических пород. Горизонтальная зональность определяется главным образом явлениями диффузии.

Наблюдается следующая эволюция гидротерм от глубоких горизонтов к малым. На глубоких горизонтах преобладают ювенильные растворы. Они находятся в жидком состоянии, в ходе эволюции меняют щелочную реакцию на кислую и осуществляют метасоматические преобразования, относящиеся к формациям калишпатовых метасоматитов, апогранитов и грейзенов. В относительно средних зонах вода находится также в жидком перегретом состоянии, движение поровых растворов и перемещение вещества незначительны. Реакция растворов в ходе эволюции меняется от кислой до нейтральной, происходит образование околорудных метасоматитов формации оксеталитов и отчасти пропилитов. Образование последних в случае околорудных метасоматитов имеет место в периферических зонах полнопроявленных колоннок, а также на выклинивании метасоматических зон.

В гипсометрически более высоких горизонтах происходит вскипание растворов или смешение их с поверхностными водами. В том и другом случае температура растворов снижается, кислотность возрастает главным образом за счет окисления сероводорода до серной кислоты; возникают фации гидрослюдизации, каолинизации, алунитизации, окремнения, т. е. породы формации аргиллизитов.

В зонах парообразования происходит максимальное падение температуры растворов и отмечается интенсивный привнос калия. В случае сульфатных растворов образуются обогащенные калием алуниты, в случае хлоридных растворов — калиевая гидрослюда и адуляр. Калиевый метасоматоз в этих условиях обусловлен относительным повышением активности калия при охлаждении растворов. Вообще же в растворах современных гидротерм отношение натрия к калию всегда не ниже 30—15.

Максимальной кислотности растворы достигают в наиболее приповерхностных условиях, когда происходит широкое образование алунитовой, а иногда и серно-кварцитовой фаций.

Общей особенностью околорудных метасоматитов всех рассмотренных формаций является то, что состав их внутренних зон определяется преимущественно формационной принадлежностью и составом воздействующих растворов, а состав внешних зон — преимущественно составом исходных пород. Так, например, максимально переработанные породы грейзеновой формации (кварц-мусковитовый, кварц-топазовый или иной грейзен) развиваются практически по любой алюмосиликатной породе от кислого гранита до габбро. Меняется лишь количественное соотношение минералов. Аналогично для оксеталитов кварц-пирит-серцитовая фация (березит) возникает по любой породе, но с увеличением основности возрастает роль карбонатов, и новообразованная порода именуется лиственитом. Аргиллизиты в случае их образования по гранитам содержат около 30% кварца, 65% каолинита и 5% анкерита, а в случае образования по габбро — около 25% кварца, 50% каолинита и 25% анкерита. Вместе с тем качественный состав внешних зон в случае грейзенов обычно характеризуется слабой мусковитизацией, в случае оксеталитов — хлоритизацией и в случае аргиллизитов — карбонатизацией и хлоритизацией исходных пород.

Следует обратить внимание также на зависимость интенсивности метасоматизма от фильтрационных свойств пород. Наиболее эффективно растворы перемещаются вдоль ослабленных зон, формируя инфильтрационную зональность. В стороны от таких зон происходит преимущественно диффузия компонентов и возникает диффузионная зональность. Однако если на пути следования растворов вдоль ослабленных зон встречаются породы с различными фильтрационными свойствами, то картина осложняется.

В участках повышенной проницаемости создаются самые благоприятные условия для максимальной метасоматической переработки, наиболее полного развития метасоматической колонки, четкой смены зональности, резкой смены реакции растворов в зонах и, как следствие всей суммы фактов, для наиболее интенсивного рудоотложения.

Структурный фактор в контроле метасоматического процесса помимо указанной зависимости от проницаемости проявляется еще и в региональном плане. Для каждой из рассмотренных метасоматических формаций имеются как локальные формы проявления (околотрещинные метасоматиты), так и региональные. Так, например, известна околотрещинная аргиллизация эпитермальных месторождений и региональная, нередко называемая «площадной», сольфатарная аргиллизация. Важная особенность сольфатарной аргиллизации заключается в том, что динамика миграции вещества и перемещения растворов в ходе ее существенно отличается от наблюдаемой при околотрещинной аргиллизации. В случае сольфатарной аргиллизации определяющим фактором является зональность относительно дневной поверхности, причем, чем ближе к поверхности, тем кислее растворы.

Кроме того, возможно, в этом случае одна из причин повышения температур в приповерхностных условиях заключается также в экзотермических реакциях окисления серы, железа и других компонентов.

В случае околотрещинной аргиллизации определяющим моментом является диффузия компонентов от трещины в стороны, встречное движение оснований и щелочей, постепенное остывание растворов вдали от трещин, снижение их кислотности. Это — нормальные условия, и зональность в этом случае четкая и нормальная с последовательным увеличением мощности внешних зон в соответствии с эмпирической зависимостью $M = a + bn$, где M — мощность зоны; a , b — коэффициенты, зависящие от состава растворов и пород и их зернистости, а n — показатель относительной кислотности раствора.

В случае сольфатарной аргиллизации мы имеем как бы «вывернутую наизнанку» метасоматическую колонку. Именно поэтому очень трудно для нее установить закономерности зональности.

Действительно в горизонтальном срезе сольфатарно аргиллизированные породы имеют площадное распространение, зоны в них расположены горизонтально и лишь по скважинам или глубоким эрозионным срезам устанавливается последовательность их смены.

В соответствии с многозначностью решения проблемы природы гидротермальных растворов рассматривается в настоящее время [5] и проблема источников рудного вещества. При этом в случае признания ювенильной природы гидротермального раствора закономерности поведения в нем рудного вещества описываются с позиций гипотезы металлогенической специализации интрузий. Последняя рассматривается [38] как способность магм в стадии своего образования избирательно концентрировать те или иные элементы, а в стадию завершения кристаллизации отделять их в составе надкритической или жидкой фазы. Такой механизм металлогенической специализации признается всеми, но в разной степени для разных элементов. Наиболее четко она проявляется, согласно данным В. Л. Барсукова [5], для олова и редких металлов. Что касается механизма транспортировки рудного вещества в верхние горизонты, то, согласно гипотезе А. А. Кадика и Н. И. Хитарова [36], гранитный расплав на глубине поглощает водные растворы, а у поверхности их интенсивно выделяет и служит, таким образом, своеобразным «путепроводом» подземных вод глубокого заложения.

С другой стороны, установлено, что метасоматизм глубинных зон, имеющий региональное распространение и смыкающийся с ультраметаморфизмом и гранитизацией, приводит к высвобождению из решеток породообразующих минералов громадных масс рудных элементов. Этот источник рудного вещества рассматривается сейчас как главный.

Что же касается собственно околорудных измененных пород, то в них наблюдается либо эндогенное рассеяние, либо перераспределение рудного вещества. Они не являются его источником для тех жил, которые они окаймляют.

Таким образом, большинство рудных элементов грейзеновых месторождений имеют, по-видимому, эндогенную природу. Для них наиболее справедлив механизм металлогенической специализации. Рудное вещество оксеталитовых месторождений в основном также ювенильного происхождения, но по крайней мере для части элементов существенное значение имеет мобилизация в ходе ранних метасоматических процессов.

Наконец, для аргиллизитовых месторождений явление металлогенической специализации имеет сугубо второстепенное значение, а главная часть рудного вещества заимствуется из вмещающих пород. Но и при этом такие элементы, как сера, фтор, хлор, имеют эндогенное происхождение; олово, вольфрам — преимущественно эндогенное; молибден, вольфрам — как эндогенное, так и мобилизационное; свинец, цинк — мобилизационное. Сидерофильные, а также петрогенные элементы заимствуются из вмещающих пород, по крайней мере, те из них, металлогеническая специализация интрузий для которых признается сомнительной.

В собственно околорудных породах наблюдается либо эндогенное рассеяние рудных элементов, либо перераспределение их по зонам. Как правило, околорудные породы не являются источником рудного вещества жил, которые они окаймляют. Исключение составляют лишь жилы, где в качестве «рудных» выступают петрогенные элементы: кремний, алюминий, кальций, магний, железо и др.

Если рассматривать характер распределения рудных элементов в околорудном пространстве, то для метасоматитов всех трех рассмотренных формаций устанавливаются общие закономерности. Главные рудные элементы, т. е. те, которые присутствуют в составе главных минералов руд (например, W, Mo, Sn, для высокотемпературных грейзеновых, Mo, Cu для медномолибденовых среднетемпературных и т. д.), испытывают, как правило, эндогенное рассеяние в околорудных метасоматитах, а иногда наблюдается незначительное обогащение ими внешних зон (табл. 18).

Второстепенные рудные элементы (образующие собственные минералы, но в резко подчиненном количестве) характеризуются выносом из внутренних зон и некоторым накоплением в периферических. Ряд элементов-примесей, постоянных для каждого типа месторождений, но, как правило, собственных минералов не образующих, обычно выносятся из внутренних зон без заметного обогащения внешних.

Наконец, ряд элементов-примесей, как правило, наиболее редких для каждого типа месторождения, находятся на уровне кларка в первичных породах и не испытывают заметного перемещения. Следовательно, главные рудные элементы, как и элементы анионной составляющей растворов, привносятся обычно из-за пределов системы рудотложения. В гидротермальные растворы эти элементы попадают как в составе первичного флюида, который отделяется от магмы при ее кристаллизации, так и из тех пород, через которые эти растворы проникают. В первом случае рудные элементы, чтобы сконцентрироваться в остаточном растворе, должны предварительно насытить

Распределение рудных элементов в околожильном пространстве

Тип месторождения					
	Главные рудные	Второстепенные рудные	Примеси постоянные	Примеси редкие	
Высокотемпературный W, Mo	W, Mo	Sn, Cu	Pb, Zn, As, Sb, U	Ni, Co, Ag	
Среднетемпературный	Mo, Cu, Pb, Zn	Mo, Cu	W, Pb, Zn, U	Ni, Co, Ag, Sn	As, Sb
	Au, As, Mo, Pb	Cu, Ag, As, Sb	Pb, Zn, Mo, U	Ni, Co, W, Sn	—
	Pb, Zn, Au, Ag	Pb, Zn, Cu	Ag, As, Sb, U	Mo, W, Sn	Co, Ni
Низкотемпературный	U, As, Sb, Hg	U, As, Sb	Ag, Pb, Zn, Cu	Mo, W	Ni, Co, Sn
	Au, Ag, Sb	Ag, Sb, As	Pb, Zn, Cu, U	Ni, Co	Mo, W, Sn
	Ca, F	F	Cu, Sb, U	Zn, Pb	Ni, Co, Sn, W

породы в пределах изоморфной емкости породобразующих минералов в отношении каждого конкретного элемента. Показателем такого насыщения является выделение в неизменной первичной породе соответствующих аксессуарных минералов — собственных минералов данного элемента. Как известно, подобное явление наблюдается для гранитоидов, специализированных на редкометальное оруденение, сопровождающееся грейзенами, реже для гранитоидов, с которыми связано средне- или низкотемпературное оруденение.

В случае извлечения рудного вещества, его мобилизации в ходе метаморфизма или метасоматической переработки пород на первый план выступает изоморфная емкость породобразующих минералов и ее изменение с изменением физико-химических условий.

Таким образом, изучение метасоматических пород важно как с точки зрения прогноза и поисков оруденения, так и с точки зрения познания общих закономерностей геохимической эволюции вещества горных пород и выяснения источников рудных элементов гидротермальных месторождений. Общее решение последнего вопроса на современном уровне знаний невозможно, но в конкретных случаях

удается выявить по крайней мере три группы элементов рудных жил: ювенильные, в основном анионные радикалы и некоторые рудные элементы (обычно редкие); литогенные (большинство цветных металлов и сидерофильных элементов), заимствованные гидротермальными растворами в участках за пределами рудообразующих систем; петрогенные, выщелоченные из окружающих пород вблизи системы рудоотложения и переотложенные в жилах.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Последнее десятилетие ознаменовалось появлением в геологии нового самостоятельного научного направления — учения о метасоматизме, охватывающего смежную область между учением о месторождениях полезных ископаемых и петрологией, обладающего специфической методологией и особенно широко использующего теоретические приемы физической химии и результаты экспериментальных исследований. Значительные успехи в развитии учения о метасоматизме конкретизировались в дальнейшем углублении его теоретических основ, разработке методических приемов учета миграции вещества, энергетического анализа процессов, экспериментального воспроизведения метасоматической зональности для главнейших типовых колонок околорудных пород.

Этому способствовало признание за метасоматитами, и особенно околорудными, ведущей роли в оценке как отдельных месторождений в части их генезиса, зональности, глубины эрозионного среза и общих перспектив, так и целых рудных районов в отношении выбора площадей для детальных поисков. Этому способствовало и сформировавшееся в последние годы представление о метасоматизме как геологическом явлении, соизмеримом в своем значении в отношении петрогенеза с осадконакоплением, магматизмом и метаморфизмом.

Итоги развития учения о метасоматизме, подведенные на состоявшейся недавно третьей Всесоюзной конференции, свидетельствуют о том, что проблема источников рудного вещества и закономерностей его локализации не может быть решена без анализа закономерностей метасоматического преобразования горных пород. Особый прогресс достигнут в экспериментальных исследованиях процессов метасоматического замещения, которые благодаря совершенствованию аппаратуры и методов можно проводить теперь в широком диапазоне вариации температуры, давления, кислотности воздействующих растворов, выясняя тем самым индивидуальную роль всех факторов.

В настоящее время преподавание элементов учения о метасоматизме ведется во многих вузах страны, причем особое внимание уделяется околорудным метасоматитам гидротермальных месторождений. Именно они с наибольшей полнотой позволяют определить и выявить главные закономерности метасоматической зональности, минеральных

преобразований и миграции петрогенных и рудных элементов. Метасоматиты, связанные со щелочным и ультраосновным магматизмом, так же как и метасоматиты регионального распространения областей активного вулканизма, районов гранитизации и зон глубоких разломов, изучены еще не с той полнотой, которая бы позволила включать их в систематическое рассмотрение в ходе преподавания в вузах. Поэтому в настоящей книге автор ограничился лишь примерами околорудных пород гидротермальных месторождений.

Дальнейшее развитие учение о метасоматизме должно включать систематизацию метасоматических процессов на широкой геологической основе, выявление признаков типоморфизма и геолого-геохимических особенностей метасоматизма различных стадий развития подвижных зон. Необходимо проводить дальнейшие исследования трехмерной зональности для всех типов околорудных метасоматитов как основы прогноза месторождений, не выходящих на поверхность. Специального внимания заслуживает также проблема нахождения, характера поведения и условий мобилизации рудных элементов в породах и минералах метасоматических рядов замещения. Необходимо дальнейшее расширение экспериментальных исследований, которые являются необходимой предпосылкой создания количественной теории метасоматической зональности как одной из главных предпосылок разработки критериев для поисков гидротермальных месторождений полезных ископаемых.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аверьев В. В., Набоко С. И., Пийп В. И. Современный гидротермальный метаморфизм в областях активного вулканизма. — ДАН СССР, 1961, т. 137, № 2.
2. Аверьянов И. П. О серосодержащей разновидности пропилитизированных пород на о. Парамушир (Курильские о-ва). — Изв. АН СССР, сер. геол., 1964, № 2.
3. Александров Г. В. Андалузитсодержащие грейзеноподобные породы Северо-Восточного Забайкалья. — ДАН СССР, 1964, т. 154, № 5.
4. Афанасьев Л. М. Геолого-петрографическое исследование изменений боковых пород колчеданных месторождений Красноуральска. Калаты, и Дегтярки на Среднем Урале. М., 1937. (Тр. МГРИ, т. IV).
5. Барсуков В. Л. О проблеме источника рудного вещества. — Тезисы докл. Междунар. геохим. конгресса. М., 1971.
6. Белькова Л. Н. Гидротермально измененные породы Бухтарминского района Рудного Алтая. Л., 1959. (Тр. ВСЕГЕИ, вып. 25).

7. Бергер В. И. Эволюция гидротермальных растворов и вертикальная зональность на месторождениях горного хрусталя. — В кн.: *Метасом. изм. бок. пород*, М., 1966.
8. Беус А. А. Геохимический анализ явлений высокотемпературного послемагматического метасоматоза и рудообразования в гранитоидах. — В кн.: *Химия земной коры*, М., 1963.
9. Беус А. А. Метасоматическая зональность гранитов, с которыми связаны месторождения олова, вольфрама, бериллия и тантала. — В кн.: *Пробл. постмагматич. рудообразования*, Прага, 1965.
10. Боголепов В. Г. К пересчету химических анализов пород при изучении метасоматических процессов. *Научн. докл. высш. школы, сер. геол.-геогр.*, 1958, № 4.
11. Боголепов В. Г. Пересчет химических анализов горных пород при изучении метасоматических процессов. — *Изв. АН СССР, сер. геол.*, 1962, № 1.
12. Бородаевская М. Б., Бородаевский Н. И. Березовское рудное поле. М., *Металлургиздат*, 1947.
13. Бородаевский Н. И. Материалы по методам изучения структур и геологической перспективной оценки месторождений золота. М., 1960 (Тр. ЦНИГРИ, № 35).
14. Булах А. Г. Методы термодинамики в минералогии. Л., «Недра», 1968.
15. Василевский М. М. Пропилитизация и оруденение. — Автореф. докт. дисс. Л., 1968.
16. Власов Г. М., Василевский М. М. Гидротермально измененные породы Центральной Камчатки, их рудоносность и закономерности пространственного размещения. М., «Недра», 1964.
- 16а. Волостных Г. Т. Аргиллизация и оруденение. М., «Недра», 1972.
17. Гаррельс Р. М., Крайст Ч. Л. Растворы, минералы, равновесия. М., «Мир», 1968.
18. Геологическое строение, минералогия и особенности генезиса золоторудных месторождений Балейского рудного поля (Вост. Забайкалье). М., 1961. (Тр. ЦНИГРИ, вып. 45). Авт.: Петровская Н. Б. и др.
19. Германов А. И. О возможном участии подземных вод в гидротермальном рудообразовании. — *Изв. АН СССР, сер. геол.*, 1953, № 6.
20. Годлевский М. Н. Методика составления парагенетических диаграмм. М., «Недра», 1965.
21. Гольдшмидт В. М. О метасоматических процессах в силикатных породах. — В кн.: *Основы идеи геохимии*, М., 1933, вып. 1.
22. Готман Я. Д., Фурсова О. П., Малахова В. М. Околожильные изменения в связи с процессом рудообразования касситерит-сульфидных месторождений (на примере месторождения Хрустальное) «*Минер. сырьё*», 1962, № 5.
23. Готман Я. Д., Малахова В. М. Околожильные изменения гранитных пород вольфрамового месторождения в Казахстане. М., «Недра», 1965.
24. Григорьев Ив. Ф. Грейзены, их минералогические типы и условия образования. — *Бюлл. МОИП, нов. сер.*, 1953, № 8.
25. Евзикова Н. З. О структурных плотностях минералов. — В кн.: *Минералогич. сборник Львовск. геол. об-ва*, 1966, т. 20, вып. 3.
26. Евзикова Н. З. К вопросу о поведении земного вещества при сверхвысоком давлении. — В кн.: *Давление и механч. напряжения в развитии состава, структуры и рельефа литосферы*, М., 1969.
27. Жариков В. А. Опыт классификации метасоматических образований на примере скарновых полей Карамазара. — *Зап. Всесоюз. минералог. об-ва*, 1956, ч. 85, вып. 3.
28. Жариков В. А., Омеляненко Б. И. Некоторые проблемы изучения изменений вмещающих пород в связи с металлогеническими исследованиями. — В кн.: *Изучение закономерностей размещения минерализации при металлогенич. исслед. рудн. районов*, М., 1965.

29. Ж а р и к о в В. А. Парагенезисы известковых скарнов. М., «Недра», 1970.
30. З а в а р и ц к и й А. Н. Изменения в боковых породах Зыряновского месторождения. — Зап. Иркутск. ин-та, 1911, т. III, вып. 3 и 4.
31. З а в а р и ц к и й А. Н. Гора Магнитная и ее месторождения железных руд. М., 1927. (Тр. Геол. Ком., вып. 122, ч. 3).
32. И в а н о в В. В. О происхождении и классификации современных гидротерм. — «Геохимия», 1960, № 5.
33. И в а н о в И. П. Проблемы экспериментального изучения минеральных равновесий метаморфических и метасоматических процессов. М., 1970. (Тр. Ин-та физики тверд. тела).
34. Интрузивные комплексы Забайкалья. М., «Недра», 1964. Авт. Тихомиров Н. И. и др.
35. И ц и к с о н Г. В. Гидротермальные изменения вмещающих пород оловорудного месторождения на Малом Хингане. М., Госгеолтехиздат, 1956.
36. К а д и к А. А., Х и т а р о в Н. И. Влияние давления на массообмен между магматическими расплавами и водой внешней среды. — «Геохимия», 1965, № 5.
37. К а з и ц ы н Ю. В. Метод молекулярных объемов и его применение при изучении измененных пород. — Зап. Всесоюз. минералог. об-ва, 1958, ч. 86, № 2.
38. К а з и ц ы н Ю. В. Энергетика постмагматических процессов. Л., 1962. (Тр. ВСЕГЕИ, т. 73, сб. № 4).
39. К а з и ц ы н Ю. В. Сванбергитизация — новый тип околорудного изменения гранитоидов. — ДАН СССР, 1965, т. 161, № 2.
40. К а з и ц ы н Ю. В. О необходимости выделения нового формационного типа околорудных метасоматитов. — Мат-лы III конф. по околорудн. метасоматозу. М., 1966.
41. К а з и ц ы н Ю. В. К изучению закономерностей метасоматических процессов. — Геология рудн. месторождений, 1969, т. XI, № 5.
42. К а з и ц ы н Ю. В. О необходимости выделения оксеталитов — новой формации околорудных метасоматитов. — В кн.: Пробл. метасоматизма. М., 1970.
43. К а з и ц ы н Ю. В. Околорудные метасоматиты Забайкалья. Л., «Недра», 1972.
44. К а з и ц ы н Ю. В., Р у д н и к В. А. Руководство к расчету баланса вещества и внутренней энергии при формировании метасоматических пород. М., «Недра», 1968.
45. К а р п о в а Е. Д., И в а ш е н ц о в А. Г., Скарны. — В кн. Измененные околорудные породы и их поисковое значение. М., Госгеолтехиздат, 1954. (Тр. ВСЕГЕИ).
46. К а ш к а й М. А. Алунитизация, пиррофиллитизация и каолинизация вулканогенных пород и классификация алунитовых месторождений. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 1959, № 4.
47. К е р н Р., В а й с б р о д А. Основы термодинамики для минералогов петрографов и геологов. М., «Мир», 1966.
48. К о р ж и н с к и й Д. С. Подвижность и инертность компонентов при метасоматозе. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1936, № 1.
49. К о р ж и н с к и й Д. С. Метасоматическая зональность при околотрещинном метаморфизме и жилья. — Зап. Всесоюз. минералог. об-ва, 1946, ч. 75, № 4.
50. К о р ж и н с к и й Д. С. Факторы равновесия при метасоматозе. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1950, № 3.
51. К о р ж и н с к и й Д. С. Теория процессов минералообразования. М., Изд-во АН СССР, 1962.
52. К о р ж и н с к и й Д. С. Очерк метасоматических процессов. — В кн. Основн. пробл. в учении о магм. рудн. месторождениях. М., 1953.
53. К о р ж и н с к и й Д. С. Зависимость активности компонентов от кислотности растворов. — «Геохимия», 1956, № 7.

54. Коржинский Д. С. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. М., Изд-во АН СССР, 1957.
55. Коржинский Д. С. Режим кислотности — щелочности и вертикальная зональность при постмагматических процессах. — В кн.: Мат-лы к Всесоюз совещ. по разработке научн. основ поисков слепых рудн. тел. М., 1968.
56. Коржинский Д. С. Особенности постмагматических явлений в вулканических формациях в зависимости от глубинности. — ДАН СССР, 1960, т. 133, № 5.
57. Коржинский Д. С. Теория метасоматической зональности. М., «Наука», 1969.
58. Коржинский А. Ф. Гидротермально измененные породы редкометалльных месторождений Восточной Сибири. М., «Наука», 1967.
59. Кормилицын В. С. О рудных поясах Восточного Забайкалья. Л., 1960. (Бюлл. ВСЕГЕИ, № 2).
60. Котляр В. Н. Основы теории рудообразования. М., «Недра», 1970.
61. Курек Н. Н., Курек А. И. Серпичитсодержащие породы. — В кн.: Измененные околорудные породы и их поисковое значение. М., Госгеолтехиздат, 1954 (Тр. ВСЕГЕИ).
62. Кухаренко А. А. Некоторые вопросы генезиса карбонатитов. — Тр. I конф. по околорудн. метасоматизму. М., 1966.
63. Шилин Д. М., Иванова В. П. Хлоритсодержащие породы. — В кн.: Измененные околорудные породы и их поиск. значение. М., 1954.
64. Летников Ф. А. Изобарные потенциалы образования минералов (химическое сродство) и применение их в геохимии. М., «Недра», 1965.
65. Ловеринг Т. С. Об изменении пород как поисковом признаке на руды в округе Вост. Тинтик. М., ИЛ, 1951.
66. Лодочников В. Н. Серпентины и серпентиниты Ильчерское и другие. М. — Л., НКТП, 1936.
67. Набоко С. И. Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. М., Изд-во АН СССР, 1963.
68. Набоко С. И. Закономерности минералообразования в современных гидротермальных системах мира. Проблемы вулканизма. — Мат-лы к II вулк. совещ. Петропавлоск-Камчатский, 1964.
69. Набоко С. И., Сильниченко В. Г. К вопросу о метаморфизме гидротермальных растворов и вулканогенных пород при их взаимодействии. М., 1960. (Тр. Лаб. вулк. АН СССР, вып. 18).
70. Наковник Н. И. Месторождение Коунрад, его горные породы и минералы. М. — Л., Изд-во АН СССР, 1937.
71. Наковник Н. И. Вторичные кварциты и связь их с другими метаморфизованными породами. — «Сов. геология», 1938, № 11.
72. Наковник Н. И. Грейзены. — В кн. Измененные околорудные породы и их поисковое значение. М., Госгеолтехиздат, 1954. (Тр. ВСЕГЕИ).
73. Наковник Н. И. Некоторые замечания к работе Д. С. Коржинского «Очерк метасоматических процессов». — Зап. Всесоюз минералог. об-ва, 1956, ч. 85, № 4.
74. Наковник Н. И. О новом типе околорудных изменений. — Зап. Всесоюз. минералог. об-ва, 1957, ч. 86, № 6.
75. Наковник Н. И. Определение количественного изменения вещества при гидротермальном метаморфизме. — Зап. Всесоюз. минералог. об-ва, 1958, ч. 86, № 4.
76. Наковник Н. И. Вертикальная зональность продуктов постмагматического метасоматоза и место в ней формаций вторичных кварцитов и пропилитов. — Зап. Всесоюз. минералог. об-ва, 1963, ч. 92, № 4.
77. Наковник Н. И. Вторичные кварциты и связанные с ними месторождения полезных ископаемых. М., «Недра», 1964.
78. Наковник Н. И. Вертикальная зональность продуктов околорудного метасоматизма и место в ней формации вторичных кварцитов и пропилитов. — В кн.: Метасом. изменения боковых пород и их роль в рудообразовании. М., 1966.

79. Наковник Н. И. Вторичные кварциты. М., «Недра», 1967.
80. Овчинников Л. Н., Шляпников Д. С., Шур А. С. Мобилизация и перенос вещества при эндогенном рудообразовании. — В кн.: Докл. сов. геологов МГК, 22 сессия. М., 1964.
81. Омельяненко Б. И. Околорудные изменения вмещающих пород на гидротермальных урановых месторождениях. — В кн.: Геол. гидротерм. уранов. месторождений. М., 1966.
82. Пампура В. Д., Германова Г. С. Зональность при около-трещинном метасоматизме близ кварцевых жил Шахтаминского молибденового месторождения. — В кн.: «Геохимия рудн. месторождений». М., 1964.
83. Рехарский В. И. О полевошпат. кварцевых метасоматитах молибденовых месторождений. — В кн.: Метасом. изменения боковых пород и их роль в рудообразовании. М., 1966.
84. Рудник В. А. К развitiю представлений о скарнообразовании. Л., 1961. (Тр. ВСЕГЕИ, вып. 45).
85. Рудник В. А. Атомно-объемный метод в применении к метасоматическому минерало- и породообразованию. М. — Л., Гостоптехиздат, 1966.
86. Рундквист Д. В. О факторе времени при формировании метасоматических пород, жил, прожилков грейзеновых месторождений. — Зап. Всесоюз. минералог. об-ва, 1963, ч. 94, вып. 1.
87. Рундквист Д. В. О влиянии распределения температур горных пород на процессы метасоматического гидротермального минералообразования. — Зап. Всесоюз. Минералог. об-ва, 1966, ч. 95, вып. 5.
88. Рундквист Д. В., Денисенко В. К., Павлова И. Г. Грейзеновые месторождения. М., «Недра», 1971.
89. Саркисян Г. А. Роль вмещающих пород при метасоматизме и зональность его продуктов на примере золоторудных месторождений. — В кн.: Метасом. изменения боковых пород и их роль в рудообразовании. М., 1966.
90. Семенов Н. П. Генетическая классификация метаморфических пород и процессов. — Тр. II петрограф. совещ., 1960.
91. Смирнов С. С. О современном состоянии теории образования магматогенных рудных месторождений. — Зап. Всесоюз. минералог. об-ва, 1947, ч. 76, вып. 1.
92. Соболев В. С., Фишкин М. И. Метасоматическая зональность и процессы образования алунита. — Минералог. сборник, 1953, № 7.
93. Соловьев С. П. Особенности развития во времени метаморфических горных пород на территории СССР. — Зап. Всесоюз. минералог. об-ва, 1952, ч. 88, вып. 6.
94. Справочник по расчетам равновесий метаморфических реакций. М., «Недра», 1963. Авт.: Крестовников А. Н., Владимирова Л. П., Гуляницкий Б. С., Фишер А. Я.
95. Строна П. А. К вопросу об источниках низкотемпературного гидротермального оруденения в Вост. Забайкалье. — Геология рудн. месторождений, 1956, № 4.
96. Стулов Н. И., Мокневский В. А. О минералообразовании в природном электрическом поле. — Зап. Всесоюз. минералог. об-ва, 1956, ч. 85, вып. 1.
97. Тугаринов П. М. (Ред.). Курс месторождений полезных ископаемых. Изд. 3. М., «Недра», 1964.
98. Тугаринов А. И. О причинах формирования рудных провинций. «Химия земной коры», 1963, т. 1.
99. Файф У. С., Тернер Ф. Дж., Ферхуген Дж. Метаморфологические реакции и метаморфические фации. М., ИЛ, 1962.
100. Федоров Е. С., Никитин В. В. Богословский горный округ. С.-Пб., 1901.
101. Ферсман А. Е. Геохимия, т. I. Л., Госхимиздат, 1933.
102. Фишкин М. М. О необходимости введения нового обязательного курса и измененные околорудные породы и их поисковое значение. — Изв. вузов, Геол. и разв., 1963, № 3.

103. Хо да ко в с к и й И. Л. Характеристика гидротермальных растворов по данным изучения газово-жидких включений в минералах. — В кн.: Минералогия, термометрия и барометрия. М., 1965.
104. Шварц Г. Гидротермальные изменения вмещающих пород как поисковый признак. — В кн.: Пробл. рудн. месторождений. М., 1958.
105. Шлыгин А. Е. О классификации метасоматических процессов. — Изв. АН КазССР, сер. Геол., 1958, вып. 1.
106. Щеглов А. Д. Эндогенная металлогения Западного Забайкалья. Л., «Недра», 1966.
107. Ames L. L. Volume relationship during replacement reactions. — Econ. geol., 1961, vol. 56, № 8.
108. Anderson C. A. Alternation of the lavas surrounding the hot springs in Lassen Volcanic National Parc. — Amer. miner., 1935, vol. 20, № 4.
109. Barth T. F. W. Volcanic geology hot springs and geysers of Island. — Carn. inst. of Wash., 1950.
110. Butter N. S. Influence of the replaced rock in replacement mineral associated with ore deposits. — Econ. geol., 1932, vol. 27.
111. Ellis. The Marievale granophyre — a metamorphic rock. — Geol. soc. South Africa, Trans., 1948, vol. 50.
112. Escola P. The mineral facies of rocks. — Norsk geol. Tidsskr., 1920, № 6.
113. Gruner I. W. Hydrothermal alternation of feldspars in acid solutions between 300 and 400°. — Econ. geol., 1944, 39, № 8.
114. Hemley J. J., Jones W. R. Chemical aspects of hydrothermal alternation with emphasis on hydrogen metasomatism. — Econ. geol., 1964, vol. 59, № 4.
115. Kerr P. F., Kulp J. L., Patterson C. M., Wright R. Y. Hydrothermal alternation at Santa Rita, New Mexico. — Geol. soc. Amer. bull., 1950, vol. 61.
116. Kerr P. F. Alternation features of Silver Belt, Arisona. — Geol. soc. Amer. bull., 1951, vol. 62.
117. Lindgren W. Metasomatic processes in fissure veins. — Trans. Amer. inst. min. eng., 1901, vol. XXX.
118. Lindgren W. Metasomatism. — Bull of the Geol. soc. Amer., 1925, vol. 36.
119. Lovering T. S. The geochemistry of argillic and related types of alternation. — Color. school. min., 1950, vol. 45, № 1B.
120. Lovering T. S., Shepard A. O. Hydrothermal alternation zones caused by halogen acid solutions. — East Tintic district, Utah. Amer. j. sci. N. Haven, 1960, vol. 258A.
121. Morey G. W., Chem W. T. The action of hot water on some feldspars. — Amer. min., 1955, vol. 40.
122. Morey G. W., Ingerson E. The pneumatolitic and hydrothermal alternation and synthesis of silicatis. — Econ. geol., 1937, vol. 32, № 5.
123. Norton T. H. Hydrothermal formation of clay minerals in the laboratory. — Amer. min., 1939, vol. 24.
124. Rittman A. Der Alkoliterachite der solfatora und Zersetzung durch Fumarollugase. — Schweiz. und Petr. Mitt., 1934, Bd. 14, H. 1.
125. Sales R. H., Mayer C. Wall rock alternation at Buite Montana. — Amer. inst. min., met. eng. trans., 1948, vol. 178.
126. Schwartz G. M. Hydrothermal alternation of igneous rocks. — Bull. Geol. soc. Amer., 1939, vol. 50, № 2.
127. Schwartz G. M. Hydrothermal alternation on the «porphyri copper» deposits. — Econ. geol., 1947, vol. 44, № 4.
128. Schwartz G. M. Argillic alternation and ore deposits. — Econ. geol., 1956, vol. 51, № 5.
129. Schwartz G. M. Geology of the San Manuel copper deposit. — U. S. Geol. surv., Prof. Paper, 1953, 256.

1 р. 01 к.

497

5

НЕДРА