

АКАДЕМИЯ  
НАУК СССР

ПРОБЛЕМЫ  
ВЕРТИКАЛЬНОЙ  
МЕТАСОМАТИЧЕСКОЙ  
ЗОНАЛЬНОСТИ

Издательство  
Наука

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

Всесоюзное минералогическое общество

Институт геологии рудных месторождений,  
петрографии, минералогии и геохимии

---

# ПРОБЛЕМЫ ВЕРТИКАЛЬНОЙ МЕТАСОМАТИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ

38/6



Издательство  
Наука

Москва 1982



Проблемы вертикальной метасоматической зональности. М.: Наука, 1982.

В сборнике представлены статьи, освещающие различные стороны и формы проявлений вертикальной метасоматической зональности. Освещены особенности и закономерности наиболее распространенных типов метасоматитов. Показана роль градиентов температуры и фугитивности кислорода в формировании вертикальной метасоматической зональности. Получены свидетельства генетической связи продуктов стадии сопряженного отложения с оруденением, а также с продуктами кислотного выщелачивания. На основании произведенных экспериментальных и теоретических исследований обсуждается природа фильтрационного эффекта.

Ответственный редактор

Н.Н. ПЕРЦЕВ

## ПРОБЛЕМЫ ВЕРТИКАЛЬНОЙ МЕТАСОМАТИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ

Утверждено к печати

Институтом геологии рудных месторождений,  
петрографии, минералогии и геохимии

Редактор Т.В. Моспан. Редактор издательства О.А. Харнас

Художник В.И. Мартынов. Художественный редактор М.В. Версоцкая

Технический редактор И.И. Джоева. Корректор В.Н. Пчелкина

ИБ № 24171

Подписано к печати 27.09.82. Т - 14062

Формат 60x90 1/16. Бумага офсетная № 2. Печать офсетная

Усл.печл. 11,5. Усл.кр.-отт. 11,8. Уч.-изд.л. 15,1

Тираж 900 экз. Тип. зак. 1713. Цена 2 р. 30 к.

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90  
Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука"  
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

## ВВЕДЕНИЕ

Вертикальная метасоматическая зональность привлекает внимание геологов, изучающих рудные месторождения и в частности процессы околоврудного метасоматизма, как сложная, но важная в теоретическом и практическом отношении проблема. Ряд существенных вопросов в этой проблеме до настоящего времени дискуссионен и требует дальнейших исследований. Сложность изучения вертикальной метасоматической зональности состоит в том, что наблюдаемая в геологических объектах смена минеральных ассоциаций в направлении сверху вниз зависит от многих факторов: градиентов температуры, давления, кислотности, окислительного потенциала, от вариаций состава раствора, связанных с процессом фильтрации их через толщи пород, от литологии вмещающих толщ. Наконец, она может возникнуть в результате наложения различных, генетически не связанных друг с другом процессов.

Такая сложность рассматриваемой проблемы требует, во-первых, определить границы объекта изучения и, во-вторых, проанализировать условия, в которых преобладают те или иные факторы формирования вертикальной метасоматической зональности. В большинстве статей разбираются примеры зональности конкретных типов метасоматитов и взаимоотношений с ними оруденения, в некоторых содержится обзор состояния вопроса и анализ литературных данных. Все статьи рассматривают различные аспекты общей проблемы вертикальной метасоматической зональности, возникшей в результате генетически единого гидротермального процесса.

Идеальными объектами для изучения вертикальной зональности являются метасоматиты, залегающие в породах, однородных по составу и физико-механическим свойствам, характеризующиеся большой протяженностью по падению и вскрытие на большую глубину. В таких случаях изменение минерального состава метасоматитов сверху вниз должно быть следствием эволюции растворов в пространстве и времени.

Именно такое изменение состава метасоматических тел по вертикали рассматривается как проявление вертикальной зональности. Ее изучение служит основой для установления уровня эрозионного среза месторождений, оценки перспектив оруденения на глубину, а также способствует пониманию закономерностей физико-химической эволюции растворов в пространстве и времени.

В большинстве случаев, однако, метасоматические тела залегают в породах, неоднородных по составу и проницаемости. Эта неоднородность неизбежно сказывается на составе метасоматитов. В результате элементы вертикальной зональности, связанные с естественной эволюцией растворов, могут быть частично или полностью затушеваны. Очевидно поэтому, достаточно четкое проявление вертикальной зональности свойственно весьма ограниченному числу объектов.

Одним из важнейших признаков проявления вертикальной зональности является систематическая выдержанность одних и тех же закономерностей в различных метасоматических телах. Выявлению таких закономерностей посвящено большинство статей.

Образование метасоматитов различных формационных типов происходит в существенно различных геологических условиях. Соответственно различаются параметры, определяющие формирование вертикальной зональности. Этот вопрос рассмотрен на примере березитов, пропилитов, грейзенов, аргиллизитов и других метасоматических формаций.

Разработка научных основ использования измененных окаторудных пород для поисково-оценочных целей с полным основанием может быть отнесена к числу фундаментальных задач в области теории рудообразования и металлогенеза. Важнейшее место в этой проблеме, несомненно, занимает пока еще недостаточно разработанный вопрос вертикальной зональности метасоматитов и положения в ней оруденения.

Важное значение имеет построение абстрагированных от частностей моделей вертикального строения метасоматических тел с надежным физико-химическим обоснованием. Этот вопрос также затронут в настоящей работе.

Можно надеяться, что опубликование этого сборника будет способствовать дальнейшему прогрессу в изучении вертикальной метасоматической зональности и привлечет внимание широкого круга геологов к данной проблеме.

В.Л. Русинов, Б.И. Омельяненко,  
А.В. Зотов, В.Б. Чеквадзе

## НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ ПРОБЛЕМЫ ВЕРТИКАЛЬНОЙ МЕТАСОМАТИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ

Метасоматическая зональность представляет собой наиболее характерную особенность продуктов метасоматических процессов. Главнейшая причина проявления метасоматической зональности — изменение состава растворов при их взаимодействии с вмещающими породами. Между продуктами наиболее интенсивного преобразования и неизмененными породами всегда располагается серия метасоматических зон различного минерального и химического состава. Совокупность таких зон выражается метасоматической колонкой. При воздействии растворов определенного типа на породы различного состава образуются различные колонки. Каждая метасоматическая колонка характеризует метасоматическую фацию, а совокупность колонок, связанных с воздействием однотипного раствора, — метасоматическую формацию.

Отмеченная зональность проявляется в любом поперечном сечении метасоматического тела. В геологической практике ее принято называть горизонтальной метасоматической зональностью. Это название не является строгим, так как во многих случаях, когда метасоматическое тело не достигает поверхности, его строение напоминает форму пламени, т.е. порядок смены зон в горизонтальном и вертикальном направлении аналогичен. Формирование каждой метасоматической колонки осуществляется в определенном интервале значений интенсивных параметров минералообразующей системы, т.е. температуры, давления и химической активности вполне подвижных компонентов.

При восходящем движении растворов происходит постепенное падение давления и температуры, а в силу тех или иных причин (фильтрационного эффекта, дегазации и др.) могут изменяться активности вполне подвижных компонентов. В результате снизу вверх одни типы колонок могут сменяться другими, что и является проявлением вертикальной метасоматической зональности.

Изучение вертикальной зональности рудоносных метасоматитов представляет большой научный и практический интерес, способствует пониманию закономерностей физико-химической эволюции гидротермальных растворов в пространстве и времени, служит основой для установления уровня эрозионного среза месторождений и рудопроявлений, перспектив скрытого оруденения на глубину.

### ОБ ОБЪЕМЕ ПОНЯТИЯ "ВЕРТИКАЛЬНАЯ МЕТАСОМАТИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ"

Некоторые исследователи применяют термин "вертикальная зональность" в широком смысле, включая любую смену минеральных ассоциаций в метасоматитах в вертикальном направлении, независимо от их генетической общности. Однако для исследования сущности метасома-

тических процессов такое определение было бы слишком расплывчатым. Неоднородность минерального и химического состава метасоматитов на различных гипсометрических уровнях проявляется практически на каждом месторождении. Во многих случаях она связана с разнообразием состава вмещающих пород или совмещением в пространстве метасоматитов различного возраста и различных формационных типов. На однотипных месторождениях влияние этих факторов будет проявляться по разному, и, следовательно, связанная с ними изменчивость по вертикали не может строго относиться к элементам вертикальной зональности.

По мнению авторов, под вертикальной метасоматической зональностью следует понимать закономерную смену минеральных парагенезисов в вертикальном направлении, которая является следствием эволюции растворов в пространстве и времени, обусловленной изменением температуры, давления, свойств и состава растворов в пределах генетически единого восходящего потока.

Очевидно, что наиболее благоприятными объектами для изучения вертикальной зональности являются метасоматиты, залегающие в однородных или близких по составу породах, характеризующиеся большой протяженностью по падению и вскрытые на значительную глубину. Неоднородность состава вмещающих пород нарушает закономерную эволюцию физико-химических параметров восходящих растворов и усложняет проявление вертикальной зональности. Особенно это заметно, если в разрезе присутствуют интервалы пород, резко неравновесных по отношению к гидротермальным растворам (известняки, скарны, основные и ультраосновные породы). Активно реагируя с кислым гидротермальным раствором, такие породы вызывают столь значительное изменение его состава и свойств, что оно может существенно перекрыть то изменение, которое связано с естественной эволюцией растворов в пространстве.

В большинстве случаев выделение элементов вертикальной зональности представляет сложную задачу. Одним из важнейших признаков проявления вертикальной зональности является систематическая выдержанность одних и тех же закономерностей в различных метасоматических телах. В одних случаях эти закономерности могут быть связаны с градиентами температуры или давления, в других — с изменением фугитивности кислорода, с дегазацией растворов, с влиянием фильтрационного эффекта или с сочетанием этих факторов. Выявление причин закономерного изменения метасоматических тел по вертикали является важнейшим элементом в создании генерализованных моделей формирования метасоматитов различных генетических типов.

## ГЛАВНЕЙШИЕ ФАКТОРЫ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ ФОРМИРОВАНИЕ ВЕРТИКАЛЬНОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ МЕТАСОМАТИТОВ

Наиболее очевидным фактором формирования вертикальной зональности является температурный градиент. Роль его существенно варьирует в зависимости от геологической обстановки. Можно выделить два крайних типа геологических обстановок.

1. Участок минералообразования располагается в зоне экзоконтактового прогрева магматического тела, а температура определяется его уда-

ленностью от контакта. В вертикальном направлении температурная зональность проявляется наиболее четко. В известковых скарнах в сторону от контакта с гранитами волластонит-плагиоклазовая фация сменяется пироксен-гранатовой и далее пироксен-эпидотовой. В грейзенах снизу вверх уменьшается роль кварц-топазовой ассоциации и мусковит сменяется тонкочешуйчатым серицитом [1]. Резкие перепады температур характерны для медно-порфировых месторождений, где интервал температур метасоматизма составляет  $450\text{--}120^{\circ}\text{C}$ , что обуславливает смену фаций от орто-клавазовой до аргиллизитовой [9].

2. Метасоматические явления не связаны с зонами контактowego прогрева, а целиком контролируются разрывными нарушениями, причем температура минералообразования задается температурой самих восходящих растворов. Проявление вертикальной зональности в этом случае зависит от скорости движения растворов. Если растворопроводящими структурными элементами были крупные трещины или легко проницаемые трещинные зоны, то благодаря высокой скорости движения растворов температура минералообразования будет мало различаться в широком диапазоне глубин. Наглядно иллюстрируют это положение метасоматиты, характеризующиеся широким развитием слоистых силикатов. Казалось бы, что при значительной протяженности метасоматических тел по падению в гидротермальных аргиллизитах глинистые минералы на глубину должны были бы сменяться серицитом или пирофиллитом. Однако ни в одном из изученных случаев вплоть до глубины 1,3 км от поверхности такой смены не отмечалось.

В ряде случаев не устанавливается температурной зональности и в окорудных березитах. Проведенное Б.И. Омельяненко и Л.Н. Колчиным изучение серицитов из ураноносных окорудных березитов в диапазоне глубин до 1,2 км показало, что на всем интервале глубин они представлены политипом  $2M_1$  с небольшой примесью  $1M$  и, судя по данным 80 рентгеноструктурных анализов, практически не содержат разбухающих межслоев. Во всех примерах основными растворопроводящими структурами являются трещины.

В условиях замедленной циркуляции растворов, роль температурного фактора в формировании вертикальной зональности метасоматитов может существенно возрастать. Такие условия возникают, когда растворопроводящими структурными элементами являются широкие зоны объемного катаклаза, микротрециноватости или породы, характеризующиеся высокой пористостью (например, туфы).

В таких условиях формируются пропилиты, для которых снизу вверх характерна смена эпидот-актинолитовой фации, эпидот-хлоритовой, а еще выше хлорит-карбонатной [10]. Значительная роль принадлежит температурному фактору в формировании вертикальной зональности в ураноносных натриевых метасоматитах докембрия, приуроченных к региональным разломам [8]. Яркой особенностью метасоматических тел является их огромная протяженность по падению, причем отдельные тела прослежены бурением на глубину до 2 км, а с учетом интервалов, срезанных эрозией, можно говорить о вертикальной протяженности до 3,5 км. Второй важной особенностью является то, что растворопроводящие структурные элементы практически лишены трещин, а представлены зонами объем-

ного катаклиза. Последний выражается в раздавливании минералов вмещающих гранитов и гнейсов и в образовании в зернах паутинообразной сети микротрещин. Эти микротрешины и межзерновые пространства, по-существу, и определяли возможность фильтрации восходящих растворов. Вертикальная метасоматическая зональность выражается в последовательной смене сверху вниз эпидот-хлоритовых альбититов рибекитовыми и эгириновыми. Корневые части метасоматических тел характеризуются незавершенностью метасоматических реакций, что проявляется в присутствии наряду с альбитом и эгирином первичных минералов исходных пород, количество которых постепенно нарастает с глубиной.

Имеется значительное число метасоматических минералов, устойчивость которых сильно зависит от температуры. Например, эпидот при понижении температуры замещается агрегатом кальцита с серицитом или каолинитом. Важная типоморфная реакция – взаимозамещение калиевого и натриевого полевых шпатов. Понижение температуры способствует образованию калиевого полевого шпата вместо альбита. Поэтому альбитизация пород, особенно богатых калием, по мере понижения температуры растворов может прекращаться и в дальнейшем сменяться их калишпатизацией. С этой особенностью реакции связано образование зоны "адуляровых пропилитов" в вулканических областях. Смена альбитизации в пространстве и времени микроклинизацией вплоть до образования микроклинитов наблюдалась в участках наложения низкотемпературных ураноносных натриевых метасоматитов (эйситов) на микроклинизованные граниты. Большое влияние оказывает температура на растворимость кремнезема. В зонах щелочного метасоматоза происходит интенсивное замещение кварца полевыми шпатами, в связи с чем растворы насыщаются кремнеземом. При понижении температуры растворимость кремнезема понижается и над зонами щелочного метасоматоза может возникнуть "шапка окварцевания". Изложенные данные позволяют признать температуру в качестве одного из главнейших факторов в формировании вертикальной зональности метасоматитов.

Роль давления в формировании вертикальной зональности зависит от геологической обстановки. Наибольшее влияние давление оказывает на метасоматиты, формирующиеся в условиях субвулканической, приповерхностной и поверхностной фаций глубинности, в совокупности охватывающих интервал примерно 1 км от поверхности. Для метасоматитов гипабиссального и абиссального уровней глубинности роль давления в изменении минерального состава по вертикали проявлена нечетко. В литературе отсутствуют убедительные примеры зависимости минерального состава от давления. При оценке давления в большинстве случаев принимается, что оно находится в диапазоне между литостатической и гидростатической нагрузкой. Выяснено [7], что давление при гидротермальном минералообразовании может в несколько раз превышать литостатическое давление. Причем гидротермально-метасоматические процессы обычно осуществляются на фоне тектонических подвижек, которые приводят к скачкообразным колебаниям давления. Такие колебания, по оценке Г.Б. Наумова, могут достигать десятков и даже сотен атмосфер. Это может приводить к совмещению в пространстве минеральных ассоциаций, отвечающих различным давлениям, что усложняет задачу по выявлению роли давления

в формировании вертикальной зональности. Это обстоятельство требует большой осторожности при оценке глубин образования по минеральным парагенезисам.

На малых глубинах создаются условия для дегазации и вскипания растворов, а следовательно, для изменения их состава и агрегатного состояния. Так, "паужетский" тип зональности, по мнению С.И. Набоко [6], характеризуется сменой процесса фельдшпатизации на глубине приповерхностной аргиллизацией. Для других геологических обстановок типичны другие типы вертикальной зональности. Ряд критериев, указывающих на формирование пропилитов в близповерхностных условиях, предложил Д.С. Коржинский [3]. Он указал, что замечательной особенностью метасоматитов, сформированных в субвуликанических и близповерхностных условиях, является стойкость плагиоклаза в отношении деанортитизации. При глубинных низкотемпературных гидротермальных процессах плагиоклазы, особенно основные, очень легко разлагаются, замещаясь альбитом, кальцитом и серицитом. С приближением к поверхности концентрация  $\text{CO}_2$ , а вместе с ней и энергия реакции сильно понижается, в связи с чем основные и средние плагиоклазы сохраняются в виде метастабильных фаз. В общем, однако, приходится признать, что в большинстве случаев влияние градиента давления на состав рудоносных метасоматитов очень слабо.

### Кислотно-основная дифференциация гидротермальных растворов

Для большинства гидротермально-метасоматических процессов определено устанавливается, что в каждом сечении потока кислотность растворов сначала повышается, достигает максимума и затем снова понижается. В результате вначале формируются метасоматиты стадии выщелачивания, а затем метасоматиты стадии сопряженного отложения. Хотя для объяснения указанной закономерности предлагаются различные механизмы — фильтрационный эффект [2], постепенное обеднение растворов углекислотой [11], влияние температуры на pH растворов [7], сам факт проявления кислотно-основной дифференциации гидротермальных растворов не вызывает сомнений. Общепризнанным также является статистически устойчивый характер связи между определенными типами метасоматитов выщелачивания, отложения и рудной минерализации, что позволяет считать их продуктами генетически единого потока растворов. Установлено, что соотношение масштабов развития продуктов стадии выщелачивания и отложения существенно варьирует. Если на одних гипсометрических уровнях метасоматические тела практически целиком сложены продуктами кислотного выщелачивания, то на других — существенное, а иногда и преобладающее развитие приобретают метасоматиты стадии отложения. Интересны и удобны для изучения в этом отношении колчеданные месторождения, на которых продуктами кислотной стадии являются кварц-серийцитовые метасоматиты, а щелочной — хлоритолиты и серицитолиты. Зоны интенсивного окварцевания достигают нескольких десятков метров. Вынесенный глиноземом отлагается при понижении кислотности вблизи от верхней границы ореола выщелачивания в виде серицитолитов или вместе с магнием в виде хлоритолитов. В ряде случаев метасоматиты стадии отложения имеют зональ-

ное строение, так как алюминий и магний переносятся на разное расстояние. На месторождениях алтайского типа в продуктах выщелачивания снизу вверх наблюдается последовательное исчезновение кальций-, магний- и, наконец, глиноземсодержащих минералов. В вышележащих метасоматитах осаждение этих компонентов фиксируется в обратном порядке (снизу вверх): богатые серицитом породы сменяются хлоритолитами, а еще выше – карбонат-хлоритовыми метасоматитами.

С кислотно-основной дифференциацией растворов следует, по-видимому, связывать вертикальную зональность грейзеновых тел. В нижнем сечении метасоматических тел отмечается значительное обогащение грейзенов кварцем и обеднение глиноземом, в верхах, напротив, значительное накопление глинозема с образованием существенно топазовых или мусковитовых пород. Эти зоны накопления глинозема рассматриваются как результат переотложения выщелоченного компонента восходящими растворами при понижении их кислотности. В целом, однако, четкое разделение в пространстве продуктов, отвечающих различным стадиям кислотно-основной дифференциации гидротермальных растворов, наблюдается сравнительно редко. На многих месторождениях уровни максимального проявления процессов кислотного выщелачивания и отложения пространственно совпадают.

### ОТНОСИТЕЛЬНАЯ РОЛЬ РАЗЛИЧНЫХ ФАКТОРОВ В ЗАВИСИМОСТИ ОТ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКИ

В большинстве случаев эволюция растворов в пространстве и времени определяется суммарным эффектом взаимодействия различных факторов. При этом воздействие различных факторов может либо совпадать по своей направленности, либо быть направленным в противоположную сторону. Соответственно определенные тенденции в изменении свойств восходящих растворов могут усиливаться и подавляться.

Для метасоматитов глубинных зон характерны относительно малые градиенты температуры вследствие общего фонового прогрева вмещающих пород. Окислительный потенциал здесь поддерживается буферными реакциями. Существующие здесь вариации температуры не оказывают существенного влияния на режим кислотности растворов, так как лежат в области высоких абсолютных значений (выше 500°С). Наблюдаемые по парагенезисам минералов градиенты кислотности обусловлены в основном "внутренними" причинами. Для зональности здесь характерно нарастание кислотности от фронтальных зон к средним, а затем спад ее к тыловым зонам. Наблюдаемые закономерности находят удовлетворительное объяснение с позиций концепции фильтрационного эффекта, обуславливающего различную скорость фильтрации компонентов. Рассмотрим, каким образом должен влиять фильтрационный эффект на формирование метасоматической зональности.

Математическая модель вертикальной метасоматической зональности была впервые разработана Д.С. Коржинским [4, 5] в рамках его общей теории метасоматической зональности. Основой модели являются уравнения, представляющие собой систему уравнений локального материального баланса. Согласно этим уравнениям скорость распространения сечения потока

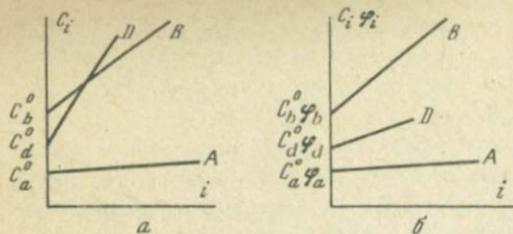
с постоянными концентрациями в растворе ( $C_i$ ) и содержаниями в породе ( $i$ ) какого-либо компонента, в том числе скорости движения границ зон ( $w^n$ ), прямо пропорционально коэффициенту фильтрационного эффекта ( $\varphi_i$ ) и концентрационному члену:  $w^n = \varphi_i (\partial C_i^n / \partial i^n)$ .

Соотношение величин  $w^n$  для разных зон определяет расположение зон, т.е. строение метасоматической зональности. Из уравнения следует, что строение зональности зависит как от величины  $\varphi_i$ , так и от интенсивности массообмена между фильтрующимся раствором и пористым минеральным каркасом. Коэффициент фильтрационного эффекта связан с особенностями механизма фильтрации растворов через пористые фильтры. Его влияние на строение зональности можно рассмотреть на примере концентрационной диаграммы. В отличие от диаграммы Д.С.Коржинского авторами использованы координаты  $\varphi_i C_i - i$ , учитывая, что  $\varphi_i (\partial C_i / \partial i) = \partial \varphi_i C_i / \partial i$ . Рассмотрим, например, зональность растворения породы, сложенной минералами A, B, D (рис. 1). Для случая, когда  $\varphi_A > \varphi_B > \varphi_D$ , наклоны линий  $C_A^0 - A$  и других определяют строение колонки растворения:  $J \rightarrow J + A \rightarrow J + A + B \rightarrow J + A + B + D$ . Если коэффициенты  $\varphi_i$  заметно различаются между собой, то это вызовет изменения в положениях точек, соответствующих исходному (втекающему) раствору на оси ординат, и наклонов линий, определяющих скорость распространения фронтов зон, например, так, как показано на рис. 1 (линии  $\varphi_A C_A^0 - A$  и др.). Положение точек A, B, D не изменится, так как они соответствуют неподвижному поровому раствору, равновесному с исходной породой. При достаточно большой разнице в коэффициентах ( $\varphi_D \gg \varphi_B$ ) возможно принципиальное изменение соотношений скоростей движения соответствующих фронтов и изменение строения колонки:  $J \rightarrow J + A \rightarrow J + A + D \rightarrow J + A + D + B$ .

В рассмотренных примерах роль фильтрационного эффекта в формировании зональности обычно второстепенная, хотя в отдельных случаях для сильно различающихся  $\varphi_i$  он может обусловить иную последовательность зон, чем без его учета.

Допустим, что раствор фильтровался через толщу пород на значительном расстоянии до того, как вошел в интервал, где располагается исследуемая колонка инфильтрационной зональности. Проявление фильтрационного эффекта на этом первом отрезке выразится в том, что компоненты с  $\varphi_i \geq 1$  будут накапливаться в передовых частях потока, а компоненты с  $\varphi_i < 1$  – в тыловых частях. Тогда вдоль потока будет наблюдаться изменение концентраций компонентов. При входе раствора в исследуемый интервал на его границе будет происходить соответственно изменение концентраций  $C_i^0$  с течением времени, что должно отразиться и на изменении скоростей движения фронтов зон. Закономерности строения зональности для этого случая рассмотрены в модели инфильтрационной зональности с прохождением опережающей волны кислотных компонентов [5]. В этой модели фильтрационный эффект играет важную роль.

Следует, однако, признать, что в литературе пока отсутствуют убедительные примеры вертикальной зональности, в которых строение метасоматических тел получало бы объяснение с точки зрения вышеизложенной концепции. Наиболее ярко обусловленная фильтрационным эффектом вертикальная зональность должна проявляться при формировании про-



Диаграммы концентрации компонентов в растворе ( $C_i$ ) — содержание в породе (i) при фильтровании потока растворов через породу  
 а — без учета фильтрационного эффекта ( $\phi_{\text{э}}$ ), б — с учетом ф.э.  
 Пояснения в тексте

тяженных грейзеновых тел и, по-видимому, именно так может быть объяснена зональность грейзенов.

Для метасоматитов умеренных глубин характерны интервалы образования, отличающиеся значительным перепадом температур. Формирующиеся здесь пропилиты обнаруживают отчетливую вертикальную зональность, которая может рассматриваться как температурная. Следующий ряд фаций отражает понижение температуры: эпидот-актинолитовая, эпидот-хлоритовая, хлорит-альбитовая, кальцит-альбитовая. При исследовании геологических разрезов через пропилитизированные породы с большой амплитудой глубин устанавливаются признаки переотложения кремнезема с растворением его в более глубокой высокотемпературной зоне и отложением в низкотемпературной верхней зоне.

В рассматриваемой области умеренных глубин минералообразование происходит преимущественно в интервале 100–400°C, для которого характерно сильное изменение степени диссоциации и гидролиза кислот и оснований в зависимости от температуры. Поэтому температура играет здесь особенно важную роль в формировании зональности и именно для месторождений этой области наиболее остро дискусируется вопрос о значении фильтрационного эффекта.

Приповерхностная область характеризуется еще более крутыми градиентами температуры, а также интенсивным окислением сульфидной серы из-за сильной аэрации подземных вод. Этот эффект для серосодержащих растворов оказывает преобладающее влияние на смену минеральных парагенезисов и обуславливает резкое возрастание кислотности вплоть до образования ультракислых растворов в самых верхних зонах, часто с возникновением алюнитовых кварцитов. Градиент температуры играет здесь иногда второстепенную роль. Он отражается в возникновении гидрослюд в верхних зонах вместо мусковита и в увеличении числа разбухающих пакетов в составе гидрослюд снизу вверх по разрезу. Большое значение приобретает градиент фугитивности кислорода. Примерами зональности такого типа являются окорудные аргиллизированные породы в месторождениях золота, серебра, полиметаллов.

Три кратко охарактеризованные выше области проявления вертикальной метасоматической зональности не могут быть точно разграничены. Переходы между ними имеют скорее геологический смысл и варьируют по глубине в зависимости от структурных условий, гидродинамического режима, степени аэрации подземных вод и состава гидротермального раствора (см. таблицу).

Закономерности размещения оруденения в вертикальном разрезе окорудно-измененных пород достаточно сложные. Согласно модели опере-

Зависимость факторов, определяющих строение вертикальной метасоматической зональности (в.м.з.) от глубинности

Область глубинности по характеру в.м.з.	Соответствующая фация глубинности*	Ведущий фактор <sup>2</sup> *	Пример типа или формации метасоматитов
Приповерхностная (зона окислительного действия атмосферы; $T < 200-300^{\circ}\text{C}$ )	Приповерхностная и часть субвуликанической	$f_{\text{O}_2}$ , $T$	Аргиллизированные породы, вторичные кварциты, метасоматиты месторождений типа куроко
Умеренных глубин (зона крутого температурного градиента; $100 < T < 400^{\circ}\text{C}$ )	Часть субвуликанической и гипабиссальной	$T$ , фильтрационный эффект	Березиты, пропилиты, аргиллизированные породы, вторичные кварциты, метасоматиты колчеданов алтайского типа
Глубинная (зона низкого градиента температуры; $T > 400^{\circ}\text{C}$ )	Часть гипабиссальной и абиссальная	Фильтрационный эффект, $T$	Метасоматиты щелочно-ультраосновных массивов, грейзены

\* Фации глубинности, по Д.С. Коржинскому [3].

<sup>2</sup> \* Факторы перечислены в порядке убывания значимости.

жающей волны кислотных компонентов в потоке растворов рудные компоненты должны преимущественно отлагаться в наиболее верхних, передовых, зонах метасоматитов стадии кислотного выщелачивания. Во многих случаях, например в медно-порфировых и в ряде колчеданно-полиметаллических месторождений, это подтверждается. Однако отчетливо такая закономерность проявлена в благоприятных структурных условиях, например под экранами, и при большом температурном градиенте. При отсутствии структурных ловушек и низком термоградиенте оруденение может отлагаться в большом интервале глубин (до 1 км и более) и часто не обнаруживает приуроченности к верхней части ореола кислотного выщелачивания, как, например, в некоторых вольфрамовых, ртутных и других месторождениях. Случай обратных отношений — приуроченности руд к глубинным, тыловым зонам колонок выщелачивания — не характерны.

Таким образом, при общем тяготении рудных концентраций к верхней части метасоматического ореола различаются два крайних случая: 1) под структурными экранами при большом градиенте температуры оруденение сосредоточено в кровле ореола выщелачивания; 2) при отсутствии существенных структурных неоднородностей и малом термоградиенте оруденение может располагаться в большом интервале глубин.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Величкин В.И., Воловикова И.М. Особенности рудно-метасоматических формаций в палеозойских складчатых областях. — В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1978.
2. Коржинский Д.С. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. М.: Изд-во АН СССР, 1957.
3. Коржинский Д.С. Особенности постмагматических процессов в вулканических

- формациях. – В кн.: Рудоносность вулканогенных формаций. М.: Изд-во АН СССР, 1963.
4. Коржинский Д.С. Математическая модель опережающей волны кислотности. Докл. АН СССР, 1966, т. 170, № 2.
  5. Коржинский Д.С. Теория метасоматической зональности. М.: Наука, 1969.
  6. Набоко С.И. Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. М.: Изд-во АН СССР, 1963.
  7. Наумов Г.Б., Наумов В.Б. Влияние температуры и давления на кислотность эндогенных растворов и стадийность рудообразования. – Геология руд. месторождений, 1977, т. 19, № 1.
  8. Омеляненко Б.И., Минеева И.Г. Предрудная и рудосопровождающая вертикальная зональность в ураноносных натриевых метасоматитах. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979, № 9.
  9. Пучков Е.В. Принципы формирования метасоматической зональности на медно-порфировых месторождениях. – В кн.: Метасоматизм и рудообразование: Тез. докл. IV Всесоюз. конф. по метасоматизму. Л.: Недра, 1976.
  10. Русинов В.Л. Геологические и физико-химические закономерности пропилитизации. М.: Наука, 1972.
  11. Рыженко Б.И. Определение констант диссоциации угольной кислоты и расчет степени гидролиза  $\text{CO}_3^{2-}$  и  $\text{HCO}_3^-$  ионов в растворах карбонатов и бикарбонатов при повышенных температурах. – Геохимия, 1963, № 2.

УДК 553.24.065

*O.В. Андреева, А.В. Зотов*

## МЕТАСОМАТИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ В ИЗМЕНЕННЫХ ПОРОДАХ ОБЛАСТЕЙ СОВРЕМЕННОЙ ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ

Современные термопроявления как системы с резко выраженным градиентом внешних условий представляют благоприятный объект для изучения вертикальной метасоматической зональности. Все они приурочены к тектонически активным зонам – к областям современного вулканизма в пределах континентов и островных дуг, а также к современным рифтовым системам. Среди известных к настоящему времени термальных вод четко выделяются три основных типа [11, 21]: 1) низкоминерализованные субнейтральные преимущественно хлоридно-натриевые воды областей современного и молодого вулканизма; 2) ультракислые сульфатно-хлоридные воды вулканических аппаратов; 3) высококонцентрированные углекислые рассолы рифтовых областей. Соответственно этим типам вод можно выделить три основные разновидности гидротермальных преобразований, каждая из которых обладает и своей специфической вертикальной зональностью.

## I ТИП. ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ, СВЯЗАННЫЕ С ДЕЙСТВИЕМ СУБНЕЙТРАЛЬНЫХ ХЛОРИДНО-НАТРИЕВЫХ ГИДРОТЕРМ

Этот тип гидротермальных изменений является наиболее распространенным. Месторождения хлоридно-натриевых субнейтральных термальных вод, вызывающих такие изменения, известны во многих районах мира, но приурочены главным образом к Тихоокеанскому вулканическому поясу и расположены в Новой Зеландии (вулканическая зона Таупо), на Камчатке (Паужетка, Паратунка и др.), на Курильских островах (Горячий пляж), в Японии, на западном побережье США. Термальные воды этих месторождений, согласно С.И. Набоко [21], не связаны с конкретными вулканическими аппаратами. Области их разгрузки приурочены к вулкано-тектоническим кольцевым структурам, грабенам, кальдерам, а также к глубинным разломам.

Воды этого типа характеризуются высокой температурой, достигающей в ряде глубоких скважин (Вайракей, Вайотапу) 260 и даже 300°С, и сравнительно низкой минерализацией (обычно до 5–6 г/л). Содержание NaCl в водах около 2–3 г/л, концентрации SiO<sub>2</sub>, K, В составляют несколько сотен мг/л, Ca – не более 100 мг/л (табл. 1). Количество кремнекислоты в водах примерно соответствует растворимости кварца при данной температуре. Для вод данного типа характерны чрезвычайно низкие концентрации Mg и практически полное отсутствие Al и Fe. В составе газов резко преобладает CO<sub>2</sub>, содержания H<sub>2</sub>S, N<sub>2</sub> обычно малы. Некоторые ионные отношения являются характеристическими. Например, отношение Na : K, как правило, составляет 10–12 и только в разбавленных и низкотемпературных водах повышается до 20 и более.

Значения pH природных вод после остывания и дегазации составляют 7,5–8,5 и даже больше, но в естественных условиях при высокой температуре и до пароотделения кислотность растворов значительно выше. Об этом можно судить по прямым измерениям pH в скважинах, хотя к настоящему времени они ограничиваются температурой 150°С. Так, по данным П.А. Крюкова и Э.Г. Ларинова [10], для Паужетки и Горячего пляжа значения pH при температуре 140–155°С составляют около 5,5–6,7. Нами также проведены измерения pH термальных вод в скважине на Горячем пляже с помощью погруженного потенциометрического зонда (табл. 2). Результаты этих измерений свидетельствуют о том, что в естественных условиях воды в скважине практически нейтральны, хотя в лабораторных условиях аналогичные воды месторождения дают значения pH 7,5–8,2. Следовательно, воды данного типа нужно рассматривать как субнейтральные или даже слабокислые.

Современное минералообразование происходит на небольших глубинах, максимальная глубина вскрытия пока составляет 2130 м (Вайракей). Низкое гидростатическое (обычно до 50–100 атм) давление благоприятно для широкого распространения цеолитов.

Зональность гидротермальных преобразований в областях проявления гидротерм этого типа была впервые описана Г. Феннером [41] для Йеллоустонского парка, затем Р. Штейнером [57, 58] для Вайракей и других месторождений Новой Зеландии, Д. Уайтом [62, 63] и многими другими

Таблица 1  
Химический состав термальных вод (в мг/л)

Тип	Термопроявление	T, °C	Глубина, м	pH (15–25°)	Li <sup>+</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>
I	Горячий пляж [19]	> 100	410	8,2	—	1117	72
	Паужетка [28]	—	—	8,1	—	951	83
	Паужетка [28]	—	—	8,0	—	1007	101
	Вайракей [59]	—	610	8,5	13,2	1200	200
	Бродлендс [38]	260	1092	8,6	9,5	910	143
	Йеллоустон [39]	194	157	8,1	3,5	270	11
	Вайракей [37]	260	695	8,4	14,2	1320	225
II	Оtake [42]	240–270	720	3,4	7,03	1186	228
	Вулкан Менделеева [31]	87	Источник	1,85	1	565	58
	Вулкан Якесяма о-в Хонсю [31]	97	То же	0,4	—	1540	380
	О-в Кунашир, скв. 30а [12]	129	75	1,92	0,8	890	100
III	Солтон-Си [53]	300	1160–1700	5,2	215	50400	17500
	То же [43]	332	1776	—	210	53000	16500
	" [53]	21	Поверхность	7,1	9,6	6470	466
	Сьеро-Прето [39]	305	—	5,43	10,9	4730	1180

П р и м е ч а н и е. Цифры, отмеченные звездочкой, пересчитаны нами для приведения к единой форме.

исследователями. В СССР этому вопросу посвящены многочисленные работы С.И. Набоко и ее соавторов [16, 18, 19, 22].

В тех случаях, когда в областях разгрузки вод распространены достаточно проницаемые вулканокластические породы, развивается более или менее ясно выраженная вертикальная зональность гидротермальных преобразований (Паужетка, Йеллоустон, Хверагерди, Горячий пляж). Если же в разрезе преобладают плотные малопроницаемые породы или они слабо водоносны, то зональность почти отсутствует (ряд проявлений Новой Зеландии, Большебанное).

Однако, несмотря на эти осложняющие обстоятельства, общий мотив гидротермальных преобразований для большинства термопроявлений сохраняется одним и тем же. В виде приближенной схемы он представляет последовательно сменяющиеся сверху вниз четыре зоны. Первая из них образуется только за счет поверхностного окисления сероводорода. Для нее характерны каолинит, опал, алунит, гидроокислы железа; мощность от 0 до 50–60 м. Вторая зона — собственно аргиллизиты с интенсивным развитием монтмориллонита, к которому в нижней части присоединяются цеолиты. Цеолиты представляют собой типоморфные минералы данного типа изменений. Сейчас найдено более 10 их видов, но наиболее развиты клиноптилит, морденит, ломонит, вайракит. Третья зона характери-

Mg <sup>2+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Feобщ	Al <sup>3+</sup>	NH <sub>3</sub>	Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>
Не обн.	80	Не обн.	—	7	1808	51
2,3	50	—	—	0,2	1557	77,8
3,5	54	—	—	0,2	1674	82,9
0,05	17,5	—	—	—	2156	25,0
0,05	1,1	—	—	1,2	1244	12
0,02	126	—	—	—	278	19,1
0,03	17	—	—	0,15	2260	36
0,47	15,0	32,4	6,6	—	1941	318
58	92	126	43	—	1501	1015
520	2010	970	340	—	19990	1510
88	186	625	31,4	—	2226	1404
54	28000	2290	4,2	409	155000	5
10	28800	—	—	—	155500	90*
325	79	0,8	0,6	34	8480	900
0,2	272	—	—	11,6	9040	9

38/6

зуется развитием цеолитов с адуляром и серицитоподобными минералами. Четвертая представлена пропилитами с альбитом, хлоритом, кальцитом и эпидотом.

В более или менее выраженном виде эта зональность прослеживается в большинстве термопроявлений. Исключение составляют лишь гидротермальные системы со значительным участием нагретых морских вод (Рейкьянес в Исландии, Сатсунам в Японии), в которых практически отсутствуют адуляр и калиевые слюды [48, 49, 60].

Зональность гидротермальных преобразований не является вертикальной во всех случаях. Она в значительной степени контролируется направлением потока горячих вод. В случае их субгоризонтального движения, как это происходит на Паужетке (рис. 1), она может приближаться к вертикальной, но чаще, по-видимому, зональность приурочена к крупным зонам дробления и повышенной проницаемости или представляет комбинацию этих двух случаев. Многие авторы придают существенное или даже решающее значение зонам разломов, по которым возможен подток вод более горячих или иного состава. Обычно в этих случаях вдоль разломов развиваются адуляр, неразрушающая калиевая слюда в парагенезисе с кварцем, кальцитом, халцедоном [17, 25, 55, 58, 59].

Согласно представлениям Р.Штайнера [59], подток горячих вод по круто-

Таблица 1 (окончание)

Тип	Термопроявление	$\text{HSO}_4^-$	$\text{H}_2\text{S}$	$\text{HCO}_3^-$	$\text{CO}_2$	$\text{H}_2\text{BO}_3$	$\text{H}_4\text{SiO}_4$
I	Горячий пляж [19]	—	—	430	—	—	217*
	Паужетка [28]	—	—	22*	—	228*	355*
	Паужетка [28]	—	—	14*	—	239*	425*
	Вайракей [59]	2	—	23	—	162*	1056*
	Бродлендс [38]	—	—	553	—	310*	1016*
	Йеллоустон [39]	—	—	177	—	20*	—
II	Вайракей [37]	1	—	19	—	163*	1104*
	Отаке [42]	—	—	—	90	203*	1002*
	Вулкан Мен-делесева [31]	533	—	—	—	49*	308*
	Вулкан Яксяма о-в Хонсю [31]	6870	—	—	—	658*	1025*
	О-в Кунашир, скв. 30а [12]	722	—	—	—	145	538
III	Солтон-Си [53]	16	—	>150	2200*	640*	
	То же [43]	—	—	5000	2200*	640*	
	" [53]	—	—	4340	—	304*	94*
	Сьеро-Прето [39]	624	—	—	2580	68*	944*

Таблица 2

Результаты прямых потенциометрических измерений в скв. 9 (Горячий пляж, о-в Кунашир, 1978 г.)

Глубина, м	$T, ^\circ\text{C}$	pH	Eh, мВ
21	82	$6,3 \pm 0,05$	$-120 \pm 10$
40	108	$6,15 \pm 0,05$	$-190 \pm 10$
50	127	$6,15 \pm 0,1$	$-225 \pm 10$
61	140	$6,1 \pm 0,1$	$-230 \pm 10$
65	153	$6,15 \pm 0,1$	$-220 \pm 10$

падающим разрывам представляет ведущий фактор возникновения зональности, при этом границы между зонами могут быть и наклонными, и субвертикальными. В гидротермальной системе Вайракей это отчетливо фиксируется по ряду скважин, выходящих на глубине из зон отчетливых гидротермальных изменений в слабоизмененные породы (рис. 2). В данном случае литологический фактор вряд ли имел решающее значение, поскольку разрез представлен главным образом проницаемыми вулканокластическими породами.

Р. Штейнером [59] выделены три последовательные зоны гидротермальных преобразований.

1. Зона слабых изменений (зоны 2 на рис. 2). Для нее характерно замещение вулканического стекла монтмориллонитом, заполнение пор и пустот

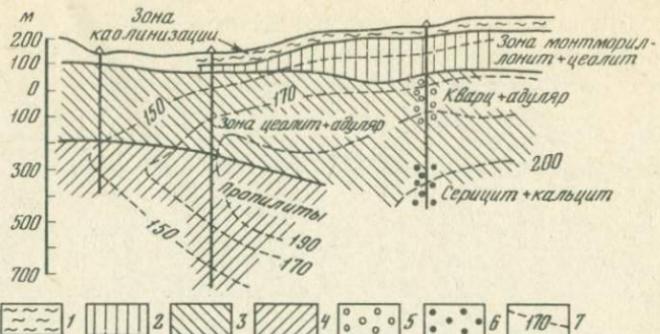


Рис. 1. Схема вертикальной зональности на Паужетском месторождении термальных вод [17]

1 – зона каолинизации; 2 – зона аргиллизации и цеолитизации (монтмориллонит+таналцит+птилолит); 3 – зона фельдшпатизации и цеолитизации (ломонтит+адуляр+альбит, ломонтит+адуляр); 4 – зона пропилитизации; 5 – зона кварц+адуляр+ (серицит) вдоль разломов; 6 – зона кварц+серицит+кальцит вдоль разломов; 7 – изотермы

клиноптилолитом и во внутренних частях ломонтитом, замещение цветных минералов хлоритом, карбонатом, пиритом. Плагиоклаз частично замещен монтмориллонитом и кальцитом. Кроме того, появляются смешанослойные минералы слюда-монтмориллонитового типа со значительным содержанием (до 45%) разбухающих пакетов. Зона имеет довольно широкое распространение, причем границы ее не совпадают с напластованием. Измеренные температуры достигают 210–230°C.

2. Зона умеренных изменений (зона 3 на рис. 2). Характеризуется разложением первичного плагиоклаза и замещением его вайракитом или альбитом, кальцитом, слюдоподобным минералом, эпидотом (эпидот отсутствует на глубинах меньше 600 м). В основной массе развиты вайракит, эпидот, кварц, хлорито- и слюдоподобные минералы. Происходит дальнейшее обогащение смешанослойных фаз слюдистыми пакетами. Ширина зоны достигает 90 м. Температура около 240°C, т.е. немного выше, чем в предыдущей зоне.

3. Высокая степень изменения (зона 4 на рис. 2). Характеризуется появлением адуляра в ассоциации с кварцем, которые развиваются по подводящим гидротермам разломам. На некотором удалении от разломов адуляр встречается уже совместно с альбитом и вайракитом, причем интенсивнее изменены породы со стороны лежачего бока. Слюдоподобный минерал представлен неразбухающим серицитом. Измеренные температуры достигают 260°C.

В эту последовательность не включена зона приповерхностного окисления, развитая спорадически и затухающая на глубинах не более нескольких десятков метров.

Схема распространения гидротермальных минералов по температуре и глубине в одной из глубоких скважин представлена на рис. 3.

Термальное поле Вайракей – не единственный пример появления тепловых аномалий вдоль разрывных нарушений. Так, например, на месторождении Горячий пляж [19] зона адуляризации также занимает явно секущее положение по отношению к зонам монтмориллонитизации и цеолитиза-

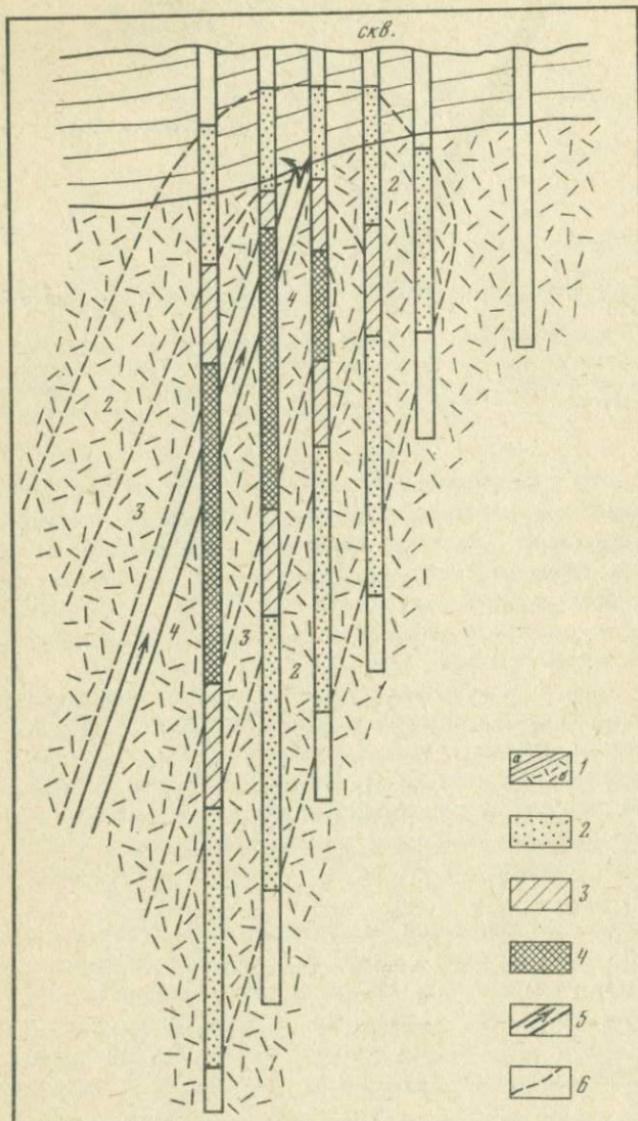


Рис. 2. Схема распространения гидротермально-измененных пород в Вайракай по серии скважин [59]

1 – вмещающие породы: а – голоценовые озерные отложения, туфогенные песчаники и гравелиты, б – плейстоценовые кислые туфы, лавовые брекчии, игнимбриты, риолиты; 2 – слабоизмененные породы; 3 – умеренные изменения; 4 – интенсивные изменения (пояснения в тексте); 5 – раствороподводящий разлом; 6 – границы между зонами гидротермальных изменений

ции, в одной из высокотемпературных скважин выходит почти на поверхность. При этом именно в зоне адуляризации наиболее ярко выражен метасоматический характер процесса, проявляющийся в привносе калия (содержание  $K_2O$  в измененных породах достигает 10 вес. %). Наклонное или даже субвертикальное положение зон калишпатизации или серицитизации в связи с разрывными нарушениями отмечалось и для других термоизменений [17, 38, 47, 55, 56].

Зоны пропилизации вскрыты только в относительно высокотемпературных системах. Они представляют зоны цеолитизации и фельдшпатизации и фиксируются по появлению эпидота, который достоверно установлен с глубин не менее 600 м при температуре выше  $230^{\circ}C$ .

Несколько иной тип зональности известен в геотермальных системах со значительным участием морских вод и с преобладанием в разрезе основных разностей эфузивов и пирокластов. Это системы Сатсунам в Японии [48] с температурой до  $250^{\circ}C$ , а также Хверагерди и особенно Рейкьянес в Исландии [49, 60], где температура достигает  $280^{\circ}C$ .

В системе Рейкьянес глубина пробуренных скважин составляет 1200 м. Вертикальная зональность гидротермальных преобразований выражается в развитии трех зон (сверху вниз).

1. Зона монтмориллонита, цеолитов (морденит, мезолит, стильбит), анальцима, кальцита ограничена изотермой  $\sim 200^{\circ}C$ . В верхах зоны преобладает диоктаэдрический железистый монтмориллонит, а глубже 100 м — триоктаэдрический сапонит.

2. Зона смешанослойного хлорит-монтмориллонита и пренита ограничена изотермой  $230^{\circ}C$ .

3. Зона хлорита с эпидотом развита при температурах выше  $230^{\circ}C$ , но постоянно эпидот фиксируется только при  $260-270^{\circ}C$ .

Присутствие заметных количеств ангидрита во всех зонах, по мнению авторов, связано с поступлением подогретой морской воды. Характерной особенностью этих термальных систем является чрезвычайно слабое развитие адуляра и серицитоподобных минералов, что, конечно, отражает как специфику состава термальных вод, так и исходный состав субстрата (резкое преобладание базальтоидов).

Существующие данные указывают на определенную зональность развития глинистых минералов в геотермальных системах с субнейтральными хлоридно-натриевыми водами. Для аргиллизитов, связанных с этим типом вод, в целом характерно слабое развитие каолинита. Он встречается только в узком приповерхностном интервале, где происходит окисление сероводорода. В ряду глинистых минералов наиболее распространен монтмориллонит, особенно его диоктаэдрическая разность, хотя в основных породах встречается также и сапонит. Монтмориллонит замещает и вкрапленники, и основную массу пород; для него характерен парагенезис с цеолитами, селадонитом, кальцитом. Он распространен в интервале нескольких сотен метров, ограничиваясь изотермой  $160^{\circ}C$ . Начиная с температуры  $160-170^{\circ}C$ , преобладают смешанослойные слюда-монтмориллонитовые и хлорит-монтмориллонитовые фазы [9, 20, 47, 48], хотя для Вайракей отмечается и более низкий температурный предел [58]. В то же время триоктаэдрический монтмориллонит обнаруживает несколько большую термическую устойчивость — до  $200^{\circ}C$  [49].

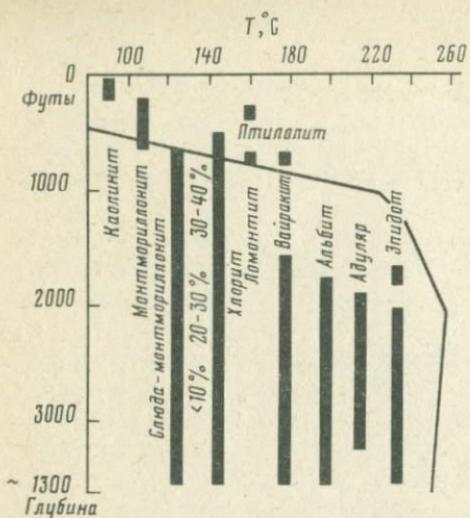


Рис. 3. Схема распространения гидротермальных минералов системы Вайракей в зависимости от температуры и глубины [58]

Для смешанослойных слюда-монтмориллонитовых образований показано примерное содержание разбухающих межслоев

В более высокотемпературных и глубоких скважинах наблюдается ряд дальнейших превращений монтмориллонита через серию смешанослойных минералов до неразбухающего серицита или в основных породах до хлорита.

В системе Вайракей [58, 59] (рис. 3) этот ряд выглядит следующим образом:

исходное вулканическое стекло или плагиоклаз вкрапленников – Са-монтмориллонит–смешанослойные слюда-монтмориллонитовые фазы с высоким (до 45%) содержанием разбухающих пакетов ( $d_{001}$  до 12,5 Å) – смешанослойные слюда-монтмориллонитовые фазы с преобладанием слюдяных пакетов ( $D_{001}$  от 10,16 до 10,3 Å) – неразбухающая слюда ( $d_{001}$  от 9,93 до 10,04). Никогда не наблюдалось непосредственное замещение стекла или плагиоклаза серицитом. Неразбухающая или слаборазбухающая К-слюда появляется только при температуре выше 230°C. Для нее характерны парагенезисы с альбитом, эпидотом, адуляром, кварцем, кальцитом. В ряду превращений монтмориллонит → слюда отсутствуют промежуточные члены от монтмориллонита до ректоритоподобной фазы. Указанный разрыв отмечен также для района Стимбот Спрингс [55] и детально изучен в околоврудных аргиллизатах [6]. По-видимому, это явление представляет одну из особенностей гидротермального процесса в отличие, например, от катагенетического преобразования осадочных толщ, когда возможны любые количественные соотношения между пакетами [5, 35].

Сходные преобразования глинистых минералов происходят и в основных породах (Исландия). С повышением температуры и глубинности ди- и триоктаэдрические монтмориллониты переходят в неупорядоченные смешанослойные хлорит-монтмориллониты и затем в хлориты. Переход к неразбухающим или слаборазбухающим разностям, как и в предыдущем случае, происходит при температуре выше 230°C.

Определенная вертикальная зональность обнаруживается и в распространении минералов из группы цеолитов. По мере повышения температуры наблюдается переход от низкотемпературных морденита и клиноптилолита к ломонититу и затем вайракиту, который обычно встречается только при температурах не ниже 210–220°C.

Менее ясны взаимоотношения адуляра и альбита. Согласно С.И. Набоко [16, 19, 22], пропилиты с альбитом представляют наиболее глубинную и высокотемпературную фацию гидротермальных изменений. В то же время описываются случаи наложения зон адуляризации (вблизи

разломов) на альбитсодержащие измененные породы [59]. Нижняя граница распространения адуляра не установлена, интервалы развития адуляризованных и альбитизированных пород чаще всего совпадают. Однако нижний температурный предел устойчивости альбита, по-видимому, составляет около 160–190°C, в то время как новообразования адуляра наблюдались даже при 100–120°C [9]. Наконец, следует отметить, что если развитие адуляра сопровождается заметным привносом K<sub>2</sub>O в породу, то при альбитизации содержание Na<sub>2</sub>O контролируется только исходным составом пород, т.е. альбитизация плагиоклазов носит скорее метаморфический характер.

Анализируя условия современных гидротермальных преобразований, можно видеть целый ряд признаков (содержание в водах SiO<sub>2</sub>, отношение Na/K и др.), указывающих на равновесные соотношения между раствором и новообразованными минералами [37]. Вместе с тем для них характерно, особенно при более низкой температуре, частое присутствие неравновесных ассоциаций. Это выражается не только в сохранении реликтовых минералов, но и в широком распространении неупорядоченных смешанослойных фаз. Последние скорее всего являются метастабильными образованиями, и, следовательно, описанная выше закономерная смена смешанослойных глинистых минералов управляема, по-видимому, кинетическими факторами. Обозначая температурные границы таких ассоциаций, мы не имеем в виду смену полей их термодинамической устойчивости, а определяем условия, в которых они обычно в силу каких-то кинетических особенностей широко развиты.

## II ТИП. ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ, СВЯЗАННЫЕ С ДЕЙСТВИЕМ КИСЛЫХ ГИДРОТЕРМ

Этот тип изменения можно подразделить на два подтипа: а) приповерхностный, б) относительно глубинный.

Приповерхностный тип обусловлен воздействием кислых сульфатных вод, образующихся при окислении сероводорода. Он развит как на сольфатных полях, непосредственно связанных с вулканическими аппаратами, так и в самых приповерхностных частях зон разгрузки гидротерм I типа. Температуры сравнительно невысокие (до 100°C), pH – в пределах 1,5–4, общая минерализация обычно не превышает нескольких граммов на литр.

Под действием таких растворов формируются независимо от состава исходных пород алюнитовые и каолинитовые опалиты, содержащие сульфиды или гидроокислы железа. Часто наблюдается классическая вертикальная зональность (снизу вверх): от монтмориллонитовой зоны с цеолитами через каолинитовую зону с алюнитом к опалитам [4, 16, 30]. Характерно также широкое развитие фации грязевых котлов [14].

Особенностями кислотных гидротермальных преобразований в приповерхностной обстановке являются относительно низкие температуры и резко изменчивые условия как в пространстве, так и во времени. Этим определяется широкое развитие неравновесных ассоциаций и метастабильных фаз. Как правило, одновременно встречаются пирит и марказит, каолинит и метагаллуазит, причем часто вместе с монтмориллонитом, характерно также присутствие смешанослойных каолинит-смектитовых образований.

Масштабы проявлений гидротермальных изменений приповерхностного типа сравнительно невелики и мощность измененных пород обычно не превышает нескольких десятков метров.

Глубинный тип кислотного выщелачивания характеризуется гораздо большими масштабами проявления. Он обусловлен деятельностью ультракислых сульфатно-хлоридных вод (см. табл. 1), генетически и пространственно связанных с вулканическими постройками. Как правило, такие гидротермы характерны для островов: известны в Японии (Отака и Матсукава), на Тайване, на Кунашире (вулкан Менделеева). Температуры их значительно выше 130–250°C, pH 1,5–4,5, среди анионов преобладает хлор, общая минерализация достигает 10 г/л (см. табл. 1).

В районе Отака [42] продукты кислотного выщелачивания, развитые по андезитам и их туфобрекциям, прослеживаются до глубины 1 км. Максимальные температуры, зарегистрированные в скважинах, вскрывающих зону выщелачивания, составляют 175–267°C, pH колеблется в пределах 3,4–4,6 (при 25°C).

Кварц-алунитовые породы, развитые в верхней части разреза (рис. 4), сменяются на глубине кварц-каолинитовой зоной, в которой наряду с каолинитом присутствуют и диккит, и пирофиллит. При этом количество последних увеличивается по мере возрастания температуры вниз по разрезу. Строго говоря, эта зона не однородна и представляет собой чередование кварц-каолинитовых пород с породами, существенно монтмориллонитизированными. Причем, как и при изменениях I типа, наблюдается закономерность, состоящая в том, что по мере углубления монтмориллонит сменяется смешанослойными слюда-монтмориллонитовыми образованиями и в самом низу – серицитом.

Скв. Т-1 (см. рис. 4), вскрывающая периферические участки зон кислотного выщелачивания, в своей нижней части входит в породы пропилитового типа. Однако взаимоотношения этих двух различных типов гидротермального изменения неясны.

Сходный разрез измененных пород наблюдается на вулкане Менделеева (о-в Кунашир). На его северо-восточном склоне в районе Нижне-Менделеевских и Верхне-Докторских источников скважинами вскрыты гидротермально-измененные пирокластические отложения, представленные главным образом псамmitовыми и псефитовыми туфами вверху кислого (мощность около 200–250 м) и внизу андезитового состава. В ряде скважин кислая пирокластическая толща перекрыта андезито-базальтами и их туфами. Зона интенсивного кислотного выщелачивания имеет мощность до 200 м и приурочена в основном к толще кислых туфов.

В отличие от района Отака температуры здесь ниже (порядка 130°C), а кислотность выше: pH около 2 при 25°C [12, 13].

Общий характер зональности можно представить по разрезу скв. 30 (руч. Кислый). В самом верху (0–20 м) гидротермальные изменения проявлены слабо и выражаются в основном в монтмориллонитизации. Ниже (до глубины 55 м) кислые туфы превращены в опал-каолинит-диккитовые породы с примесью пирофиллитоподобной фазы. Эта зона сменяется вниз кварц-опал-алунитовыми образованиями, прослеживаемыми с перерывом до глубины 150 м. Затем на протяжении 10 м происходит следующая смена ассоциаций новообразованных минералов: кварц+алу-

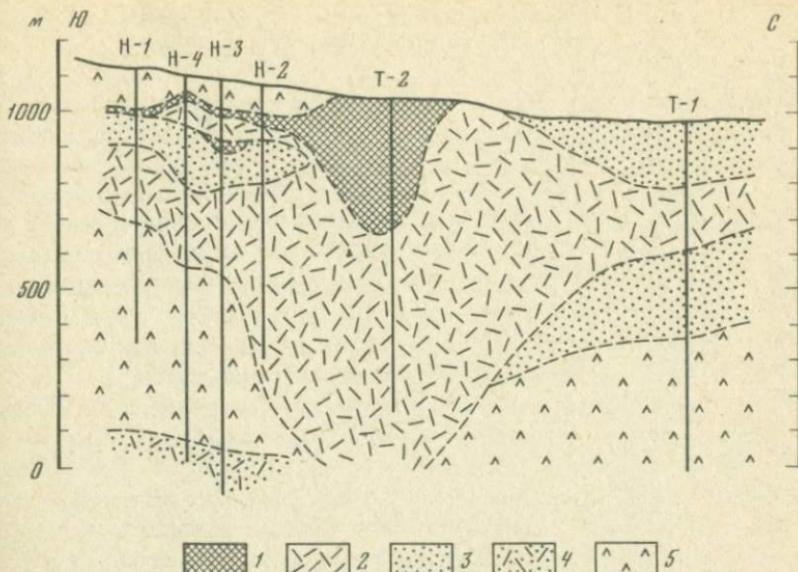


Рис. 4. Схема распространения гидротермально-измененных пород в геотермальном поле Отака, о-в Кюсю, Япония [42]

1 — алюнитовая зона; 2 — каолинит-пирофиллитовая зона; 3 — монтмориллонитовая зона; 4 — зона фельдшпатизации; 5 — слабоизмененные породы

нит — кварц + алюнит + каолинит (диккит) — каолинит (диккит) — каолинит (диккит) + смешанослойный слюда—монтмориллонит — каолинит (диккит) + слюда—монтмориллонит + хлорит — слюда—монтмориллонит + хлорит. Еще ниже появляются цеолиты, кальцит, пренит и упорядоченные смешанослойные слюда-монтмориллонитовые и хлорит-монтмориллонитовые фазы, т.е. типичные продукты изменения I типа. К сожалению, взаимоотношения этих двух типов гидротермального изменения здесь, как и в районе Отака, не ясны — связаны ли они генетически или кислотное выщелачивание просто наложено на более старые преобразования I типа.

В глубинном, как и в приповерхностном типе, широко развиты метастабильные продукты: вместе с кварцем встречается опал, наряду с каолинитом — диккит и пирофиллит, присутствуют смешанослойные неупорядоченные фазы.

Метасоматическая зональность на вулкане Менделеева сравнительно проста и может быть объяснена нейтрализацией кислых растворов при их взаимодействии с породами. По существу, такая зональность является боковой по отношению к путям движения кислых растворов, вдоль которых происходит наиболее интенсивное кислотное выщелачивание. В районе Отака строение гидротермально-измененных пород сложнее и там, вероятно, присутствуют элементы вертикальной зональности, выражющейся в появлении вверх по разрезу все более кислотных парагенезисов. Вероятно, режим кислотности определяется там не только гидродинамикой и реакциями с вмещающими породами, но и процессами окисления сернистых газов.

### III ТИП. ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ, СВЯЗАННЫЕ С ДЕЙСТВИЕМ УГЛЕКИСЛЫХ РАССОЛОВ

Месторождения перегретых высококонцентрированных рассолов с повышенными содержаниями тяжелых металлов известны в пределах грабена Красного моря, на Челекене, на юге шт. Калифорния, в рифтовых зонах Восточной Африки и Байкальского грабена. Однако гидротермальные преобразования вмещающих пород детально изучены пока только в Солтон-Си, Калифорния [39, 46, 52, 53]. Специфика термальных вод Солтон-Си, как и ряда других термопроявлений грабена Калифорнийского залива, состоит в очень высокой общей минерализации (до 260 г/л и выше) и высоких содержаниях  $\text{CO}_2$  (см. табл. 1). Температура в Солтон-Си достигает  $360^\circ\text{C}$ , а в месторождении Сьерро-Прето [51] даже  $380^\circ\text{C}$ .

Система Солтон-Си расположена в северной части грабена Калифорнийского залива, где прослеживаются южные ответвления крупного разлома Сан-Андреас. Вмещающие породы представлены дельтовыми фациями р. Колорадо — карбонатсодержащими песчаниками, алевролитами, конгломератами. На территории месторождения известны пять молодых риолитовых и шлаковых куполов, возраст которых составляет около 16 тыс. лет. Экструзии частично перекрыты более молодыми осадками, но в трех из них до сих пор существуют пароводяные струи, связанные с разрывными нарушениями.

Максимальная глубина скважин 4,4 км, но наиболее высокие температуры измерены в более мелких скважинах на глубине 1000–1700 м. Воды хлоридные калиево-кальциево-натриевые (см. табл. 1) с аномально высокими содержаниями рудных компонентов. Содержание углекислоты достигает 96% в газовой фазе и до 5 г/л — в рассоле. Измеренные при  $25^\circ\text{C}$  значения pH составляют 4,6–5,5.

Гидротермальные преобразования охватывают площадь не менее  $60 \text{ км}^2$  и контролируются проницаемыми зонами и разрывными нарушениями. По некоторым высокотемпературным скважинам достаточно отчетливо прослеживается температурная зависимость устойчивости новообразованных минералов (рис. 5). Ряд превращений глинистых минералов сходен с наблюдаемым в вулканических областях (тип I).

Монтмориллонит, содержащийся в исходных осадках, исчезает уже на глубине 50 м при температурах  $100$ – $110^\circ\text{C}$ . Далее до глубин порядка 600–700 м (примерно  $210^\circ\text{C}$ ) распространены неупорядоченные смешанослойные слюда-монтмориллонитовые образования, а ниже при более высокой температуре развита неразбухающая калиевая слюда. Первичный осадочный каолинит устойчивее монтмориллонита и исчезает только на глубине 400–500 м при температуре около  $200^\circ\text{C}$ . Совместно с неразбухающей слюдой развит железомагнезиальный хлорит. Эпидот (железистая разность) впервые появляется на глубине 1 км, но распространен в основном глубже при температурах, превышающих  $300^\circ\text{C}$ . В этих же условиях иногда отмечаются новообразования калиевого полевого шпата, или метасоматически замещающего пластиоклаз, или в виде редких прожилков. Вообще Na-Сa пластиоклазы обнаруживают удивительную устойчивость, не замещаясь ни глинистыми минералами, ни альбитом, что, возможно, объясняется очень высоким содержанием кальция в растворах. Одновременно с глубиной

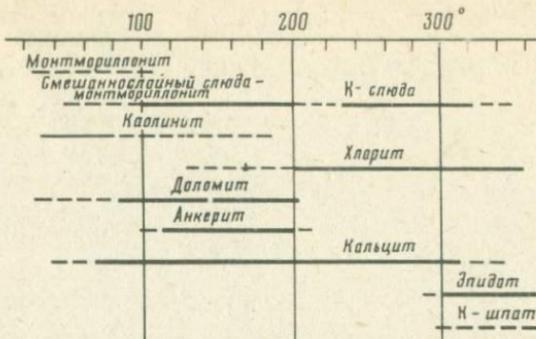


Рис. 5. Зависимость распространения гидротермальных минералов от температуры в системе Солтон-Си [53]

изменяется и состав карбонатов. Так, если в слабоизмененных осадках распространены главным образом доломит и в меньшей степени анкерит, то с ростом глубины и температуры они вытесняются кальцитом (при температуре около 200° С).

Характерной чертой гидротермальных изменений этого типа является полное отсутствие цеолитов и альбита, малая устойчивость монтмориллонитов и небольшое развитие адуляра. Это вызвано иным по сравнению с системами в вулканических областях составом термальных вод, отличающихся высоким содержанием углекислоты и, следовательно, имеющих более кислую реакцию, более низким отношением Na/K и значительно более высокими концентрациями солей. Имеет значение, по-видимому, также и терригенный состав пород, содержащих карбонаты, что не свойственно вулканическим поясам. Низкие значения Na/K отношения (при температуре выше 300° С порядка 5–6) препятствуют образованию альбита. Достаточно высокая кислотность способствует развитию калиевой слюды, а не адуляра.

#### НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ СОВРЕМЕННЫХ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ

Обзор гидротермальных преобразований трех перечисленных типов позволяет предположить, что различия в минеральном составе и вертикальной зональности обусловлены составом вод и их кислотностью.

Зональность гидротермальных изменений, связанных с действием кислых и ультракислых вод (II тип), относительно проста и определяется главным образом изменениями pH при взаимодействии исходных кислых растворов с вмещающими породами.

Напротив, в гидротермальных изменениях III типа (в рассольных системах) решающим и, по существу, единственным фактором вертикальной зональности является температура. Ряды преобразований глинистых минералов в неразрушающие К-слюды и хлориты очень сходны с превращениями осадков при их начальном метаморфизме. Химический состав измененных пород практически не отличается, за исключением CO<sub>2</sub> и H<sub>2</sub>O, от состава исходных осадков, следовательно, гидротермальный процесс можно, по-видимому, рассматривать как метаморфический.

Более многообразны и по набору минералов, и по характеру зональности гидротермальные изменения I типа, образующиеся при воздействии субнейтральных хлоридно-натриевых гидротерм. Для измененных пород этих геотермальных систем характерны типоморфные новообразования цеолитов, адуляра и альбита, совершенно не свойственных предыдущим двум типам. При благоприятных гидродинамических условиях (равномерная проницаемость и водонасыщенность) минеральные ассоциации с участием этих минералов образуют вполне определенную зональность (см. рис. 1, 2, 3), причины которой пока недостаточно ясны.

Одни исследователи склонны связывать причины возникновения зональности с режимом кислотности. При этом ведущим фактором появления цеолит- и адулярсодержащих парагенезисов принимается глубинное вскипание с парообразованием и удалением углекислоты, приводящее к подщелачиванию растворов и увеличению их концентрации. Гипотеза глубинного вскипания широко распространена в СССР и за рубежом [16, 18, 19, 22, 38, 39]. Возможность скачкообразного возрастания pH природных термальных вод при удалении части  $\text{CO}_2$  теоретически была показана П. Брауном и А. Эллисом [38] на примере геотермального поля Бродлендс в Новой Зеландии, относительно богатого углекислотой (см. табл. 1). Так, при содержании  $\text{CO}_2$  в водах  $\sim 0,15 \text{ m}$  изначально и  $\sim 0,03 \text{ m}$  после вскипания pH может возрасти на 0,6–1,2 единицы.

Другая точка зрения предполагает ведущее значение температурного градиента [27, 57, 59, 60]. Исходя из определяющей роли этого фактора, А. Штейнером выделены три последовательные зоны гидротермальных изменений (см. рис. 2). При этом прослеживается по крайней мере три ряда преобразований гидротермальных минералов, прямо зависящих от температуры. Для глинистых минералов это ряды: монтмориллонит — серицит и монтмориллонит — хлорит; для цеолитов: клиноптилит и мордернит — ломонит — вайракит. Поскольку эти последовательности сохраняются в гидротермальных системах с самым разным составом вод (Вайракей, Рейкьянес и даже Солтон-Си, относящаяся к III типу), можно определенно говорить о главенствующей роли температурного фактора.

Менее понятны причины закономерной смены по вертикали альбита адуляром и вообще широкое распространение адуляра во многих гидротермальных системах. Именно этот феномен и привел часть исследователей к гипотезе о почти повсеместном проявлении подземного вскипания термальных вод, согласно которой вскипание приводит к подщелачиванию растворов и в результате к смене альбита адуляром как более "щелочным" минералом. Однако, зависимость реакции  $\text{альбит} + \text{K}^+ \rightleftharpoons \text{адуляр} + \text{Na}^+$  от кислотности весьма проблематична. В рассматриваемом нами интервале pH и температур константа равновесия этой реакции, по-видимому, практически совсем не зависит от кислотности [8]. В таком случае подщелачивание растворов не может быть причиной адуляризации.

Вообще гипотеза глубинного вскипания нуждается в дополнительном обосновании. Дело в том, что прямые измерения температур в скважинах пока не дают убедительных доказательств ее справедливости. Соответствующее этим температурам давление насыщенного пара обычно примерно совпадает с гидростатическим давлением, а если и превышает, то совсем немного. К тому же, вероятно, нельзя совсем игнорировать влияние лито-

статического давления, в какой-то части передающегося и на жидкую фазу. С другой стороны, если все-таки допустить вскипание, то изменение pH будет тем больше, чем больше было содержание углекислоты в водах. Однако общие закономерности смены минеральных ассоциаций по вертикали остаются примерно одинаковыми в месторождениях, сильно различающихся по содержанию CO<sub>2</sub>. Кроме того, резкое возрастание щелочности должно было бы привести к отложению не одного только адуляра, но и других кислотофобных минералов (в первую очередь цеолитов, альбита, магнезиального хлорита) в соответствии с температурными условиями. Но эффекты заполнения трещин и разломов цеолитами или, на больших глубинах, альбитом никогда не наблюдались.

Установлено, что зоны адуляризации занимают часто секущее положение по отношению к остальной зональности и постоянно сопряжены с зонами разломов, служащими подводящими каналами для термальных растворов. Это дает основание предполагать, что адуляризация связана с привносом калия наиболее горячими глубинными растворами, и условия минералообразования в этих зонах отвечают более высоким значениям отношения K<sup>+</sup>/Na<sup>+</sup> в растворе. С такой концепцией хорошо согласуется явно метасоматический характер преобразования в зонах адуляризации, тогда как во всех других зонах он скорее метаморфический (с сохранением исходного состава пород, исключая H<sub>2</sub>O и CO<sub>2</sub>).

Остановимся подробнее на роли температурного фактора. Многочисленными экспериментальными [50, 54] и расчетными [27, 36] работами установлено, что константа равновесия реакции альбит + K<sup>+</sup> ⇌ клин + Na<sup>+</sup> резко возрастает с падением температуры. Проведенные нами расчеты также только подтверждают эту тенденцию (рис. 6). Так, для 300°C величина pK° близка 1, для 200°C, по данным разных авторов, колеблется от 1,35 до 1,8, для 150°C – от 1,64 до 2,5. Следовательно, образование альбита в низкотемпературной области весьма затруднено. Кроме того, ниже 190° альбит становится неустойчивым и замещается цеолитами. Равновесная температура реакции анальцим + кварц ⇌ альбит + H<sub>2</sub>O в зависимости от давления колеблется от 150 до 190°C [40, 44].

Согласно наблюдениям в высокотемпературных скважинах разных месторождений, начиная с этого температурного интервала (~ 160–180°C) в измененных породах появляется новообразованный альбит. Адуляр имеет гораздо более широкое поле устойчивости, не ограниченное даже в области низких температур. Достоверные случаи образования калиевого полевого шпата в близповерхностных условиях описаны в месторождениях калийных солей [24].

Существенное влияние температуры на главнейшие равновесия в системе Na<sub>2</sub>O–K<sub>2</sub>O–SiO<sub>2</sub>–Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>–H<sub>2</sub>O при невысоких давлениях можно видеть на диаграмме lg a<sub>Na<sup>+</sup></sub>–lg a<sub>K<sup>+</sup></sub> (см. рис. 6). Путем полуколичественных расчетов нами показаны тенденции в смене минеральных парагенезисов с понижением температуры от 300 до 200°C. Расположение линий равновесия при 260°C заимствовано из работы П. Брауна и А. Эллиса [38]. Точками показаны составы вод (с температурой не ниже 130–140°C) в отношении Na<sup>+</sup> и K<sup>+</sup>. Крайние верхние правые точки отвечают составам высокотемпературных рассолов Солтон-Си, а крайние левые – наименее нагретым водам Йеллоустонского парка, Большебанного и Паратунского месторож-

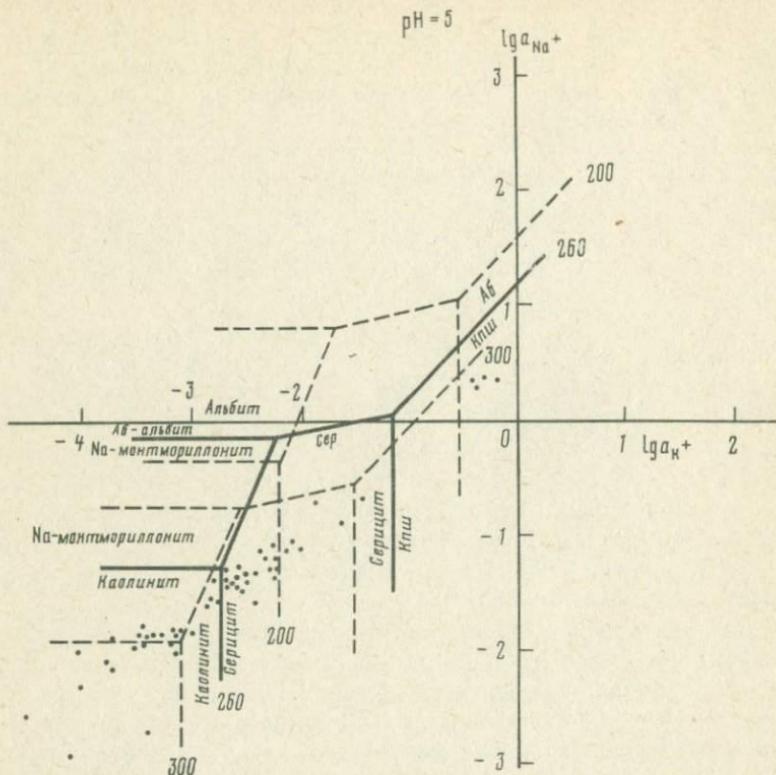


Рис. 6. Расчетная диаграмма  $\lg a_{\text{K}^+} + \lg a_{\text{Na}^+}$  для системы  $\text{K}_2\text{O}-\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$  при участии К-шпата, альбита, серпентита, каолинита, кварца, Na-монтмориллонита (с избытком кварца). Точками показаны составы термальных вод

дений. Они обнаруживают больший разброс. Составы вод, отвечающие относительно высокотемпературным проявлениям (Вайракей, Вайотапу и др.), близки друг другу,  $\text{Na}/\text{K}$  отношение в них составляет 11–15. Наиболее неопределенна (из-за отсутствия надежных термодинамических констант для монтмориллонита) область устойчивости глинистых минералов. Монтмориллонит, судя по его широкому распространению в различных термальных полях, должен занимать на этой диаграмме значительно большую область. В данном случае выбрано сечение с  $\text{pH} = 5$ ; при изменении его на единицу все равновесия (кроме  $ab \rightleftharpoons kph$ ) смешаются на один порядок (при увеличении  $\text{pH}$  вниз и влево). В то же время на диаграмме видно, как сильно смешаются все линии равновесий при тройной точке альбит-серпентит-калиевый полевой шпат при изменении температуры. Так, при понижении температуры от 300 до 200°С тройная точка смещается более, чем на три порядка по оси  $\lg a_{\text{Na}^+}$  и около двух порядков по оси  $\lg a_{\text{K}^+}$ . При 300°С и выше термальные воды таких месторождений, как Вайракей, Бродлэндс, Паужетка, могут находиться в равновесии с альбитом.

Итак, одно только снижение температуры на 100–150° без скачкообразных изменений  $\text{pH}$  (которые, судя по расчетам, вообще не превышают

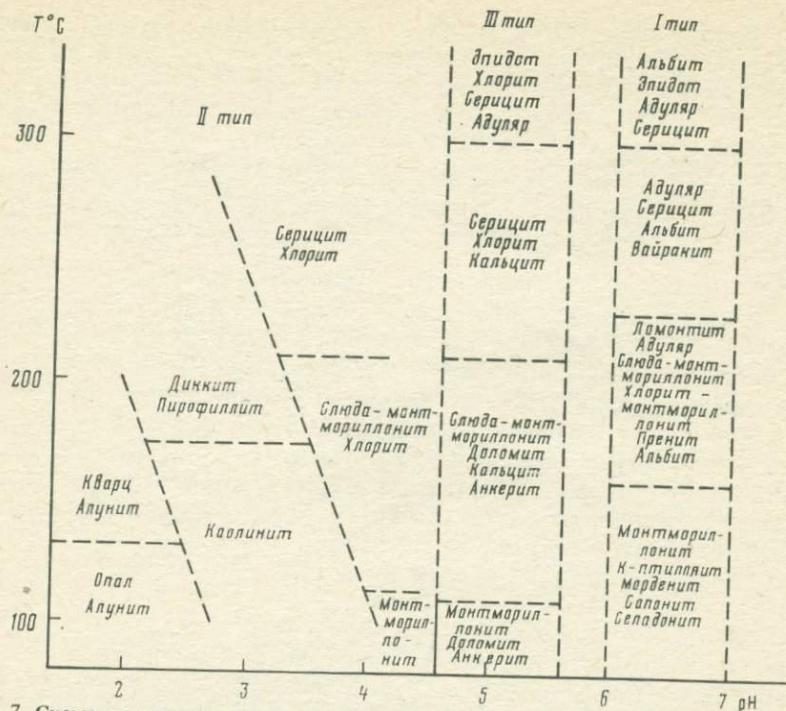


Рис. 7. Схема распространения минеральных ассоциаций трех основных типов измененных пород в зависимости от температуры и кислотности. Кварц присутствует во всех ассоциациях.

величины порядка 1) вызывают существенные изменения составов минеральных ассоциаций. Конечно, некоторое значение могут иметь и другие факторы, например, разбавление растворов, изменение  $\text{Na}/\text{K}$  отношения и др. Ряд полевых шпатов — цеолиты — монтмориллонит, который в самом общем виде соответствует вертикальной зональности геотермальных полей I типа, несомненно, в первую очередь определяется температурным режимом, а не кислотностью растворов.

Рассмотренные выше закономерности распространения минеральных ассоциаций в зависимости от температуры и кислотности в самом схематичном виде изображены на рис. 7.

### СОПОСТАВЛЕНИЕ С МЕТАСОМАТИТАМИ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Сравнительный анализ метасоматитов гидротермальных месторождений и современных гидротермальных систем может до некоторой степени объяснить причины появления определенных минеральных ассоциаций и элементов горизонтальной и вертикальной зональности рудных месторождений. Сведения, касающиеся современных термальных полей, служат дополнениями к экспериментальным и расчетным данным, а также данным по

газово-жидким включениям, которыми обычно пользуются при определении условий формирования рудоносных метасоматитов. Температурный интервал современных термальных вод ( $100$ – $360^{\circ}\text{C}$ ) соответствует большой группе разнообразных рудных месторождений в аргиллизитах, березитах и других низкотемпературных метасоматитах.

Вместе с тем проведение прямых аналогий между современными гидротермальными системами и рудными месторождениями требует известной осторожности, так как между ними есть весьма существенные различия [61].

Исключения представляют серноколчеданные месторождения островных дуг, образующиеся в субаэральной обстановке в пределах современных вулканов [15]. Вертикальная зональность в них чрезвычайно сходна с изменениями при разгрузке кислых термальных вод (II тип). Черты сходства с этим типом имеет также ряд близповерхностных месторождений вулканических поясов, например, золоторудных в Охотско-Чукотском поясе [26] и в США [45], полиметаллических в Закарпатье [33], месторождения опалитовой ртутной формации [3], некоторые близповерхностные фации вторичных кварцитов. Известны единичные случаи локализации мышьяково-урановых руд в цеолит-монтмориллонитовых метасоматитах [1], близких измененным породам в субнейтральных геотермальных системах I типа.

Однако большинство месторождений в березитах и аргиллизитах, по температурам образования близких к современным термопроявлениям, не имеют сходства с ними ни в особенностях минерального состава, ни в вертикальной зональности. Специфической особенностью действующих гидротермальных систем являются прежде всего значительные градиенты внешних условий. Так, на расстоянии по вертикали менее 1,5 км температура может меняться от  $300$  до  $20^{\circ}$  у поверхности. Давление имеет меньшее значение (литостатическое давление не превышает 350 атм), и лишь при резком его спаде и дегазации растворов может происходить обильное отложение карбонатов (зарастание скважин арагонитом и кальцитом). Особенностью гидротермального изменения при таком низком давлении (давление на флюид не более 50–150 атм) может быть заметное снижение температуры равновесий реакций гидратации-дегидратации [42].

Подавляющее большинство низкотемпературных рудных месторождений формировалось в гораздо более глубинных условиях, при больших литостатических давлениях и гораздо слабее выраженных градиентах физико-химических условий. Отсутствие во многих случаях вертикальной метасоматической зональности околоврудных изменений при размахе оруденения до 1,5–2 км в первую очередь, по-видимому, объясняется отсутствием резкого температурного градиента. Судя по данным термобарометрии, на одном из месторождений с большим вертикальным размахом температурный градиент составляет всего  $7$ – $10^{\circ}$  на 100 м и не более  $110^{\circ}\text{C}$  на всю глубину вскрытия 1200 м [29].

Из большей глубинности и "закрытости" рудных месторождений следует еще одно важное различие, касающееся содержания углекислоты. Даже в наиболее богатых углекислотой геотермальных системах (Солтон-Си, Сьеро-Прето) содержания  $\text{CO}_2$  не превышают 5 г/л, в то время как в низкотемпературных месторождениях, по определениям в газово-жидких

включениях, они достигают 80–100 г/л и выше, а в некоторых случаях во включениях присутствует жидккая углекислота [32]. Можно предполагать, что в этих условиях перепады давления (например, резкое приоткрывание трещин при тектонических подвижках) могут вызвать возрастание pH гораздо более значительное, чем в современных системах [23].

Разница в содержании углекислоты во многом, по-видимому, определяет различия минеральных парагенезисов геотермальных современных систем и рудных месторождений. Поэтому цеолиты, представляющие типичные образования измененных пород вулканических областей, в рудных месторождениях отмечаются довольно редко, лишь в заключительные стадии и преимущественно в жильной форме или в цементе брекчий [2, 7]. В обычных случаях в околоврудных породах (березитах, аргиллизитах) широко развиты карбонаты в парагенезисе со слюдами и глинистыми минералами. В этом отношении с рудными месторождениями сравнимы только измененные породы Солтон-Си.

Однако отсутствие полной тождественности измененных пород современных термопроявлений и рудных месторождений не мешает проведению некоторых очень важных аналогий в условиях образования ряда минералов, в особенности – глинистых. В экспериментальных и теоретических работах, касающихся систем с участием глинистых минералов, исследователям приходится иметь дело с искусственными чистыми растворами одной соли ( $\text{NaCl}$ ,  $\text{CaCl}_2$  и т.д.). Поэтому в кальциевых или натриевых системах, лишенных калия, монтмориллонит оказывается устойчивым почти до  $500^\circ\text{C}$ , что для реальных условий маловероятно. Известно также, что монтмориллонит даже и в условиях невысоких ( $\sim 150^\circ\text{C}$ ) температур замещается серицитом при обработке его концентрированными калиевыми растворами [34]. Гидротермальные преобразования пород в областях активного вулканизма происходят при воздействии природных вод сложного катионного состава, всегда содержащих калий в качестве одного из главных компонентов, и сопоставимых в общих чертах с гидротермальными растворами рудных месторождений. Поэтому можно предполагать, что околоврудные аргиллизиты с участием только монтмориллонита или монтмориллонита с каолинитом отвечают температурам  $160$ – $180^\circ\text{C}$ , так как реальные растворы всегда содержат калий наряду с другими компонентами и это препятствует сохранению монтмориллонита выше этих пределов. Не случайно наименьшую устойчивость монтмориллонит обнаруживает в геотермальной системе Солтон-Си ( $\sim 110^\circ\text{C}$ ), где концентрация  $\text{KCl}$  достигает 54 г/л. Аргиллизиты с участием смешанослойных минералов отвечают температурам не более  $210$ – $230^\circ\text{C}$ , а их фации с преобладанием слаборазбухающих гидрослюд – до  $280^\circ\text{C}$ . При более высоких температурах образуются березиты и грейзены.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Андреева О.В., Головин В.А. О цеолит-гидрослюдисто-монтмориллонитовом типе аргиллизитов, вмещающих урановое оруденение. – Докл. АН СССР, 1979, г. 248, № 4.
2. Архангельская В.В. Геология свинцово-цинковых месторождений Кличкинского рудного района (Восточное Забайкалье). М.: Изд-во АН СССР, 1963.
3. Борисенко А.С., Оболенский А.А. Метасоматиты и условия локализации в них ртутного оруденения. – В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1978.
3. Зак. 1713

4. Градусов Б.П., Зотов А.В., Русинов В.Л. Условия образования каолинита и монтмориллонита на современных сольфатарных полях. – Докл. АН СССР, 1975, т. 222, № 5.
5. Дриц В.А., Сахаров Б.А. Рентгеноструктурный анализ смешанослойных минералов. М.: Наука, 1976.
6. Дьяконов Ю.С., Волостных Г.Т. Структурная характеристика смешанослойных иллит-монтмориллонитов из околоврудных ореолов аргиллизированных пород. – В кн.: Кристаллохимия и структурная минералогия. Л.: Наука, 1979.
7. Злобин В.А. Проявление уранового оруденения при неолитизации трахиалипаратитовых порфиров. – Геология и геофизика, 1967, № 5.
8. Зотов А.В. Принцип кислотно-основного взаимодействия на примерах простых обменных реакций. – В кн.: Проблемы физико-химической петрологии. М.: Наука, 1979.
9. Карпов Г.А. Экспериментальные исследования минералообразования в геотермальных скважинах. М.: Наука, 1976.
10. Крюков П.А., Ларионов Э.Г. Физико-химическое опробование высокотермальных скважин в связи с их застанием карбонатом кальция. – В кн.: Изучение и использование глубинного тепла Земли. М.: Наука, 1973.
11. Лебедев Л.М. Современные рудообразующие гидротермы. М.: Недра, 1975.
12. Лебедев Л.М., Никитина И.Б. Особенности состава и металлоносность гидротерм аппаратов вулканов (на примере вулканов Менделеева и Головнина). – В кн.: Современные гидротермы и минералообразование. М.: Наука, 1977.
13. Лебедев Л.М., Никитина И.Б., Пляшун И.А., Любомилова Г.В. Об изменении концентраций рудных компонентов в кислых сульфатно-хлоридных гидротермах вулкана Менделеева во времени. – В кн.: Современные гидротермы и минералообразование. М.: Наука, 1977.
14. Лебедев Л.М., Зотов А.В., Никитина И.Б., Дуничев В.М. Современное гидротермальное минералообразование на вулкане Менделеева. М.: Наука, 1980.
15. Логинов В.П., Русинов В.Л. Серноколчеданная залежь среди вулканогенных толщ четвертичного возраста вулкана Менделеева на о. Кунашир. – В кн.: Метасоматизм и другие вопросы физико-химической петрологии. М.: Наука, 1968.
16. Набоко С.И. Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. М.: Изд-во АН СССР, 1963.
17. Набоко С.И., Карпов Г.А., Родникова А.П. Гидротермальный метаморфизм пород и минералообразование. – В кн.: Паужетские горячие воды на Камчатке. М.: Наука, 1965.
18. Набоко С.И. Современные фации гидротермально-измененных пород. – В кн.: Современный вулканизм. М.: Наука, 1966.
19. Набоко С.И., Дуничев В.М., Главатских С.Ф., Ризнич И.И. Геологическое строение и метасоматический эффект области разгрузки термальных вод месторождения "Горячий Пляж". – В кн.: Молодые гидротермально-измененные породы Камчатки и Курильских островов. М.: Наука, 1969.
20. Набоко С.И., Главатских С.Ф. Гидротермальные минералы Горячего Пляжа. – В кн.: Минералогия гидротермальных систем Камчатки и Курильских островов. М.: Наука, 1970.
21. Набоко С.И. Химические типы вулканических вод. – В кн.: Гидротермальные минералообразующие растворы областей активного вулканизма. Новосибирск: Наука, 1974.
22. Набоко С.И. Метасоматиты областей активного вулканизма и их рудоносность. – В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1978.
23. Наумов Г.Б., Наумов В.Б. Влияние температуры и давления на кислотность эндогенных растворов и стадийность рудообразования. – Геология руд. месторождений. 1977, № 1.
24. Поликарпов А.И., Поляковский В.Я., Мелкова Н.В. О значении аутигенных калиевых полевых шпатов в породах соляно-мергельной толщи Верхнекамского калийного месторождения. – Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1979, т. 108, № 4.
25. Русинов В.Л. Геологические и физико-химические закономерности пропилитизации. М.: Наука, 1972.
26. Русинов В.Л., Русинова О.В. Вариации вертикальной зональности при околоврудной аргиллизации, их причины и петрогенетическое значение. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 10.

27. Сендеров Э.Э. Связь Na—K отношения в термальных водах с равновесиями полевых шпатов и анальцима. — Геохимия, 1973, № 12.
28. Сугробов В.М. Химический состав термальных вод, вскрываемых скважинами. — В кн.: Паужетские горячие воды на Камчатке. М.: Наука, 1965.
29. Тимофеев А.В., Штейншнейдер Т.Л., Хотеев А.Д. Температуры минералообразования и температурная зональность уран-молибденового месторождения. — В кн.: Термобарогеохимия земной коры и рудообразование. М.: Наука, 1978.
30. Тимофеев П.П., Набоко С.И., Ерофеев-Шак В.А. и др. Особенности современного гидротермального литогенеза. — Литология и полез. ископаемые, 1979, № 6.
31. Ткаченко Р.И., Зотов А.В. Ультракислые термы вулканического происхождения как рудоносные растворы. — В кн.: Гидротермальные минералообразующие растворы областей активного вулканизма. Новосибирск: Наука, 1974.
32. Тугаринов А.И., Наумов В.Б. Физико-химические параметры гидротермального минералообразования. — Геохимия, 1972, № 3.
33. Фишкун М.Ю. Минералогические фации аргиллизированных пород Закарпатья. — В кн.: Минералогический сборник, 1972, т. 3, № 26.
34. Хитаров Н.И., Пузин В.А. Монтмориллонит в условиях повышенных температур и давлений. — Геохимия, 1966, № 7.
35. Шутов В.Д., Дриц В.А., Сахаров Б.А. Динамика преобразования монтмориллонита в гидрослюду при региональном эпигенезе. — В кн.: Эпигенез и его минеральные индикаторы. М.: Наука, 1971.
36. Щербань И.П. Условия образования низкотемпературных околоврудных метасоматитов. Новосибирск: Наука, 1975.
37. Эллис А.Дж. Химия некоторых гидротермальных рудных месторождений. — В кн.: Геохимия гидротермальных месторождений. М.: Мир, 1970.
38. Browne P., Ellis A.J. The Ohaki-Broadlands hydrothermal area New Zealand: Mineralogy and related geochemistry. — Amer. J. Sci., 1970, vol. 269, N 2.
39. Browne P.R.L. Hydrothermal alteration in active geothermal fields. — Annu. Rev. Earth and Planet. Sci., 1978, vol. 6.
40. Campbell A.S., Fyfe W.S. Analcite-albite equilibria. — Amer. J. Sci., 1965, vol. 263, N 9.
41. Fenner C.N. Bore-hole investigations in Yellowstone Park. — J. Geol., 1936, vol. 44.
42. Hayashi M. Hydrothermal alteration in the Otake geothermal area, Kyushu. — J. Jpn. Geotherm. Energy Assoc., 1973, vol. 10, N 3.
43. Helgeson H.C. Geologic and thermodynamic characteristics of the Salton Sea geothermal system. — Amer. J. Sci., 1968, vol. 266, N 3.
44. Hemley J.J. Stability limit of analcrite-quarts at 1000 bars total pressure. — Geol. Soc. Amer. Pap., 1966, N 87.
45. Jensen M.L., Ashley R.P., Albers J.P. Primary and secondary sulfates at Goldfield, Nevada. — Econ. Geol., 1971, vol. 66, N 4.
46. Keithe T., Muffler L., Cremer M. Hydrothermal epidote formed in the Salton Sea geothermal system, California. — Amer. Miner., 1968, vol. 53, N 9/10.
47. Keithe T., White D., Beeson M. Hydrothermal alteration and self sealing in Y-7 and Y-8 drillholes in northern part of Upper Geyser Basin, Yellowstone Park. — US Geol. Soc. Prof. Pap., 1978, vol. 1054A.
48. Kimbara K., Ohkubo T. Hydrothermal altered rocks found in an Exploration bore-hole (N SA-1), Satsunam geothermal Area, Japan. — J. Jpn. Assoc. Miner. Petrol. and Econ. Geol., 1978, vol. 73, N 5.
49. Kristmannsdóttir H. Clay minerals formed by hydrothermal alteration of basaltic rocks in Icelandic geothermal fields. — Geol. fören. Stockholm förhandl., 1975, vol. 97, N 3.
50. Lagache M., Weisbrod A. The system: Two alkali Feldspars — KCl—NaCl—H<sub>2</sub>O at moderate to high temperatures. and low pressures. — Contrib. Miner. Petrol., 1977, vol. 62, N 1.
51. Mercado S. Chemical changes in geothermal well M-20, Cerro prieto, Mexiko. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1969, vol. 80, N 12.
52. Muffler L., White D.E. Origin of CO<sub>2</sub> in the Salton Sea geothermal system, southeastern California. — In: USA. 23 Intern. Geol. Congr., 1968, vol. 17.
53. Muffler L., White D.E. Active metamorphism of Upper Cenozoic sediments in the Salton Sea geothermal field and the Salton Trough, southeastern California. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1969, vol. 80, N 2.
54. Orville Ph.M. Alkali ion exchange between vapour and feldspar phases. — Amer. J. Sci., 1963, vol. 261, N 3.

55. Shoen R., White D.E. Hydrothermal alteration in GS-3 and GS-4 drillholes, main terrace, Steamboat Springs, Nevada. – Econ. Geol., 1965, vol. 60, N 7.
56. Sigvaldason G.E., White D.E. Hydrothermal alteration of rocks in two drill holes at Steamboat Springs, Washoe County, Nevada. – US Geol. Surv. Prof. Pap., 1961, N 424-D.
57. Steiner H. Hydrothermal rock alteration of Wairakei, New Zealand. – Econ. Geol., 1953, vol. 48, N 1.
58. Steiner A. Clay minerals in hydrothermally altered rocks at Wairakei, New Zealand. – Clays and Clay Miner., 1968, vol. 16, N 3.
59. Steiner A. The Wairakei geothermal area North Island, New Zealand, its subsurface geology and hydrothermal rock alteration. – Bull. N.Z. Geol. Surv., 1977, N 90.
60. Tomasson J., Kristmannsdottir H. High-temperature alteration minerals and thermal brines, Reykjanes, Iceland. – Contrib. Miner. and Petrol., 1972, vol. 36, N 2.
61. Weissberg B.G. Gold-silver ore-grade precipitations from New Zealand thermal waters. – Econ. Geol., 1969, vol. 64, N 1.
62. White D.E. Thermal springs and epithermal ore deposits. – Econ. Geol., 1955, 50th Anniversary vol.
63. White D.E. Hydrology, activity and heat flow of the Steamboat Springs thermal system Washoe County, Nevada. – US Geol. Surv. Prof. Pap., 1968, N 458-C.

УДК 553.24.065

*Г.Т. Волостных*

## ВЕРТИКАЛЬНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ АРГИЛЛИЗИРОВАННЫХ ПОРОД

В геологической модели аргиллизации существенными являются следующие составляющие: 1) алюмосиликатная среда; 2) тепловой поток любой степени связи с областью аргиллизации, обеспечивающий температуру ниже 400°; 3) большие количества термальной воды, частично усваиваемой ореолом и обеспечивающей вынос значительных количеств вещества.

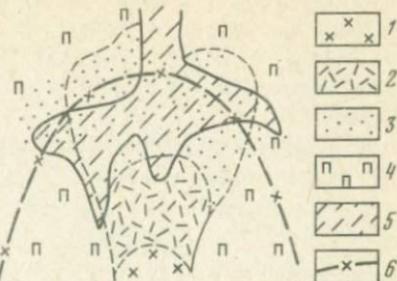
Выделяются две системы вертикальной зональности: полиформационная – как последовательность метасоматических формаций по вертикали и внутриформационная – как смена по вертикали метасоматических ассоциаций одной формации.

В метасоматических системах, формирующихся вокруг остывающих интрузий, высокотемпературные изменения образуют конформные контуры интрузии оболочки с биотитизацией, калишпатизацией, серicitизацией, пропилитизацией, андалузитизацией и турмалинизацией интрузий и кровли. Аргиллизация развивается на фоне этих изменений как послерудный процесс по отношению к высокотемпературным рудам жильного и рассеянного типов, но в надинтрузивной вмещающей среде и в вулканическом конусе аргиллизация проявляется как автономный субсинхронный средне- и низкотемпературному оруденению процесс. В полях грейзеновых метасоматитов аргиллизация характерна для наименее эродированных структур с покровами эффузивных пород и слабым проявлением грейзенизации в дайках и субинтрузивных образованиях. На уровне максимального развития грейзено-альбититового метасоматоза аргиллизация проявляется реже и еще менее характерна для глубоко эродированных структур с микроклинизацией гранитов [4].

Вертикальная зональность аргиллизито-грейзеновых комплексов привлекла внимание в связи с берtrandитовыми месторождениями в риолито-

Рис. 1. Медно-порфировый метасоматический комплекс с аргиллизацией пород

1 — неизмененные порфировые породы; 2—5 — ореолы метасоматических ассоциаций; 2 — калишпат-биотитовая, 3 — серицитовая, 4 — пропилитовая, 5 — гидротермально-метасоматических глинистых минералов; 6 — контур порфировой интрузии



вых туфах, перекрывающих топазсодержащие риолиты в районе Спор-Маунтин, шт. Юта [6, 8], и берtrandит-флюоритовыми рудами в районе Йорк-Маунтин [10]. Предполагается, что ореол аргиллизации может быть верхней частью крупной метасоматической системы с грейзенами и скарнами на глубине.

Порфировые интрузии многих меднопорфировых и молибденовых месторождений в общем случае почти нацело превращены в огромные конформные интрузиям ореолы метасоматических пород со сменой во времени и снизу вверх раннего штокверкового биотит-калишпатового изменения порфировых интрузий серицитизацией и следующей за ней аргиллизацией на протяжении около 3 км [3, 9, 11, 7]. Биотитовый вариант раннего изменения характерен для существенно медных месторождений в среде повышенной основности, калишпатовый — в более кислой среде с молибденовым оруднением. Аргиллизация может проявляться на фоне любых предшествующих метасоматитов конформно им или дискордантно (рис. 1) либо отсутствовать даже на месторождениях с небольшим эрозионным срезом.

На уровне вулканического конуса, где медно-молибденовое оруднение сменяется полиметаллическим и золотым, аргиллизация проявляется в автономном рудоносном варианте либо на фоне предшествующего березитоподобного изменения.

В кислых порфировых интрузиях с оловорудной минерализацией боливийского типа наблюдается смена глубинных кварц-серицит-турмалиновых метасоматитов каолинит-гидрослюдяными, которые, в свою очередь, у поверхности уступают место существенно окварцованным породам. Турмалин обилен в брекчийных трубках [11].

### ВНУТРИФОРМАЦИОННАЯ ВЕРТИКАЛЬНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

Для внутриформационной вертикальной зональности аргиллизованных пород может быть отмечен ряд простейших вариантов.

1. Зональность вследствие перемещения избыточного вещества: например, приповерхностное окремнение в кругопадающих ореолах и окремнение и карбонатизация над стратиформными ореолами.

2. Зональность вследствие резких различий окислительно-восстановительного потенциала среды приповерхностных и глубинных частей ореола с образованием полярных по глубинности метасоматических фаз: пирит + гидрослюдя — гематит + алунит (ярозит); пирит + кальцит — гематит + гипс.

3. Зональность вследствие изменения химических параметров среды минералообразования — главным образом концентрации и соотношения Si, Al, K, Na, Fe, Mg проявляется в изменении состава и структуры минералов и выражается в ряде вариантов химического и структурного изоморфизма.

4. Зональность вследствие изменения соотношений объемов продуктов кислотного выщелачивания и последующего щелочного метасоматоза в метасоматической колонке. Ореолы аргиллизированных пород формируются в три периода: кислотного выщелачивания, щелочного метасоматоза и ревышелачивания [1]. Вертикальная зональность рудоносных полей аргиллизированных пород является результатом взаимодействия трех перечисленных выше процессов, первый из которых преобразует исходную породу в ореол ранних глинистых продуктов, а в каждый из последующих происходит трансформация метасоматических продуктов предыдущего с привносом щелочных и щелочноземельных элементов или выносом привнесенных. Метасоматические преобразования щелочного периода сопряжены с рудообразованием в сердцевине ореола аргиллизации. Количество рудного вещества ( $R$ ) и массы ( $m^p$ ) или объема ( $V^p$ ) рудосопровождающих фаз в околоврудном пространстве связаны соотношением  $R = \alpha_1 m^p = \alpha_2 V^p$  ( $\alpha$  — коэффициент метасоматической рудоемкости). Например, для пяти флюоритовых месторождений Забайкалья при гидрослюдянном калиевом метасоматозе  $\alpha_2$  составляет около  $0,14 \text{ м}^3$  флюорита на  $1 \text{ м}^3$  гидрослюды в околоврудном пространстве [2].

Один и тот же объем собственно метасоматических фаз может быть распределен в геологическом объеме с разной концентрацией (рис. 2), что отразится на мощности метасоматических колонок и геологических объемах ореолов. Концентрация метасоматических фаз ( $C^m$ ) пропорциональна концентрации реагентоспособных минералов в породе ( $C^r$ ) и степени их замещения ( $\gamma$ ):  $C^m = C^r \gamma$ . Для основных пород  $C^r \approx 1$ , для кислых 0,3–0,2. Мощность метасоматической колонки ( $M$ ), представленной в виде бруса сечением  $1 \text{ м}^2$ , может быть выражена через массу метасоматических фаз ( $m$ ), плотность их агрегатов ( $\rho$ ) и их концентрацию ( $C^m$ ) в породе при условии, что удельный вес минеральных фаз одинаковый:  $M = \eta(m/\rho C^m)$ , где  $\eta$  — коэффициент пропорциональности. В более удобном выражении через объем метасоматических фаз ( $V^m$ ) эта зависимость имеет вид  $M = \eta(V^m/C^m V)$ , где  $C^m V$  — объемная концентрация метасоматических фаз. Некоторые варианты соотношения ширины ореола рудосопровождающих минералов и их концентрации в метасоматической породе показаны на рис. 3.

Вертикальная зональность ореолов периода кислотного выщелачивания в главных чертах выражается в образовании приповерхностных метасоматических шляп стратиформного типа над линейными, менее выщелоченными глубинными частями (рис. 4).

В ореолах с проявлением щелочного рудосопровождающего метасоматоза (рис. 5) изменения по вертикали могут быть выражены двумя параметрами — объемами собственно метасоматического продукта в метасоматической колонке и продуктов последующего щелочного метасоматоза на разных вертикальных уровнях.

Схемы на рис. 6 соответствуют вертикальному диапазону 400–600 м

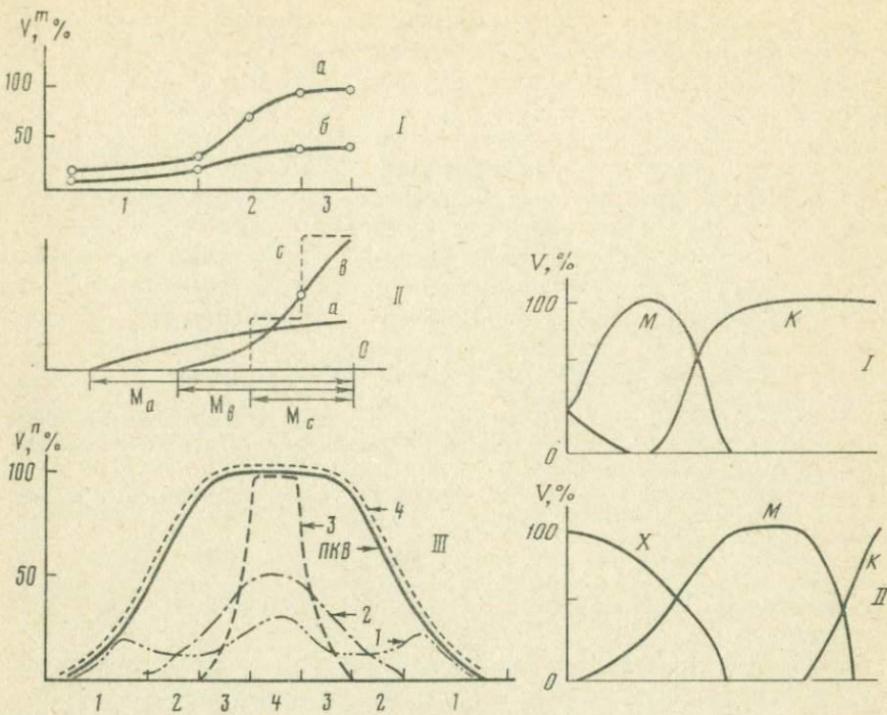


Рис. 2. Варианты распределения собственно метасоматического продукта в ореолах аргиллизированных пород

I – объем метасоматического продукта ( $V^m$ ) в ореолах аргиллизации основных (а) и кислых (б) пород при одинаковых мощностях ореолов и одинаковой степени замещения реагентоспособных минералов; 1–3 – зоны от внешней к внутренней. II – варианты распределения одинакового по объему собственно метасоматического продукта в ореолах аргиллизации пород одинакового или разного состава при разных концентрациях метасоматического продукта в геологическом объеме измененных пород ( $C_c > C_b > C_a$ ); М – мощность, 0 – сердцевина ореола. III – варианты распределения рудосопровождающих минералов в ореоле аргиллизированных пород. ПКВ – кривая распределения глинистого метасоматического продукта периода кислотного выщелачивания по зонам; 1–4 – распределение метасоматического продукта при частичном (1–3) и полном (4) замещении глинистых минералов период кислотного выщелачивания

Рис. 3. Типичные соотношения минералов глинистого метасоматического продукта в ореолах аргиллизации кислых (I) и основных (II) пород: X – хлорит, М – монтмориллонит, К – каолинит

от срединного сечения на глубине а с изменением объема глинистых фаз в 2 раза. С приближением к поверхности показаны колонки 2–7 на уровне (а–в), а с увеличением глубины колонки 8 и 9 на уровне (а+в) для кислых (50% замещаемых реагентоспособных минералов) и основных (90% замещаемых реагентоспособных минералов) пород при сохранении мощности метасоматической колонки (2–5, 8, 9) или уменьшении ее в 2 раза (6, 7).

При постоянной мощности ореола по вертикали состав его на уровне (а–в) может качественно не измениться (2), быть более сложным, чем на уровне а, по составу незамещенных глинистых фаз периода кислотного

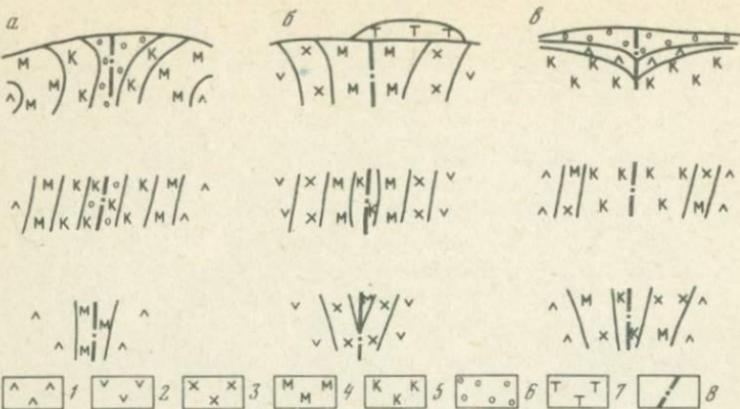


Рис. 4. Вертикальная зональность ореолов периода кислотного выщелачивания кислых (а, в) и основных (б) пород при галоидно-углекислотном (а, б) и сероводородно-сернокислом составе растворов

1, 2 – неизмененные породы; 3, 6 – метасоматические минералы; 3 – хлорит, 4 – монтмориллонит и цеолит, 5 – каолинит, 6 – кварц, 7 – травертин, 8 – разрывные нарушения

выщелачивания (3) или также и по составу минеральных фаз щелочного периода (4, 5).

В последних вариантах объем метасоматических глинистых фаз щелочного периода равен (4) или близок (5) к их объему на уровне *a*, так как место гидрослюды здесь занимает смешанослойный минерал слюда-монтмориллонит, содержащий в структуре около 50% слюдяного компонента в случае 4, или 55–60% в случае 5. В пересчете на условный чистый слюдяной компонент объем его в обоих случаях равен половине объема гидрослюды в сечении на уровне *a*.

Увеличение рудосопровождающего преобразования пород в два раза при одинаковой мощности ореола на уровне (*a+b*) может выражаться в сплошной гидрослюдизации метасоматической колонки, а в случае уменьшения объема метасоматических глинистых фаз при уменьшении ее концентрации или мощности ореола эквивалентом увеличения объема продуктов рудосопровождающего метасоматоза может быть увеличение степени его проявления с изменением химической формы: например, К-гидрослюдя заместится Na-гидрослюдой (вариант 9); в этом случае в части объема метасоматической колонки рудосопровождающий метасоматоз пройдет дважды. Ориентация только на степень рудосопровождающего метасоматоза (отношение объема продуктов рудосопровождающего метасоматоза к объему всего метасоматического продукта) может привести к ошибочным заключениям о его масштабах, если мощность ореола периода кислотного выщелачивания существенно изменялась по вертикали (например, колонки 1 и 7).

**Ореолы с метасоматическими шляпами.** На Беганьском барит-полиметаллическом месторождении вертикальной зональности барит-полиметаллических жил соответствует вертикальная зональность околоврудных пород по липаритовым туфам, в которой выделяются две части (рис. 7): 1) верхняя мощность около 150–200 м на уровне баритовых жил с вертикальной

Рис. 5. Вертикальная зональность ореола аргиллизации с гидрослюдяно-шамозитовым рудосопровождающим метасоматозом

Цифры в кружках — зоны: 1 — внешняя слабой гидрослюдизации; 1а — то же со смешанослойным минералом гидрослюда-монтмориллонит (85–90% гидрослюдяных слоев в структуре); 2 — промежуточная гидрослюдяная освещенная; 2а — то же со смешанослойным минералом гидрослюда-монтмориллонит (90% гидрослюдяных слоев в структуре); 3–4 — гидрослюдяно-шамозитовые зоны с преобладанием гидрослюды (3) и шамозита (4) соответственно; 5 — рудные тела

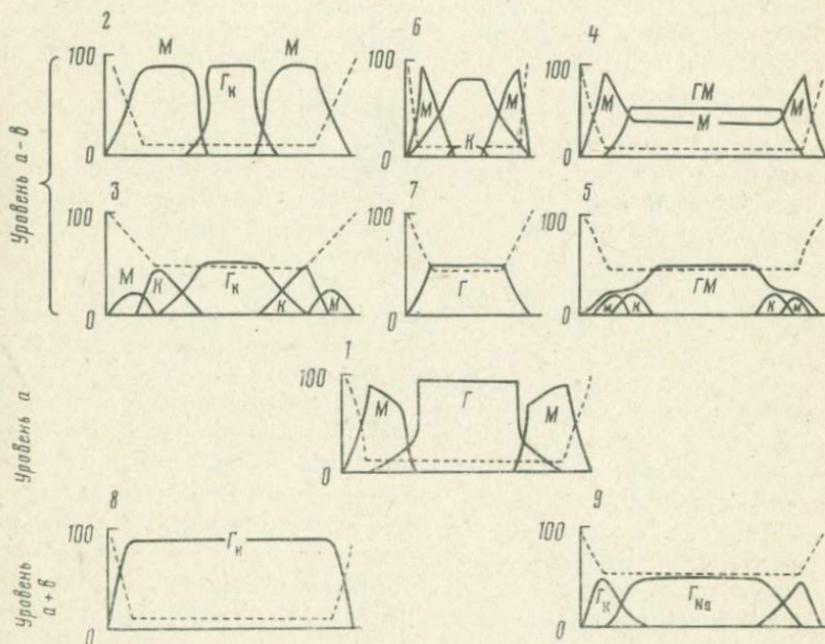
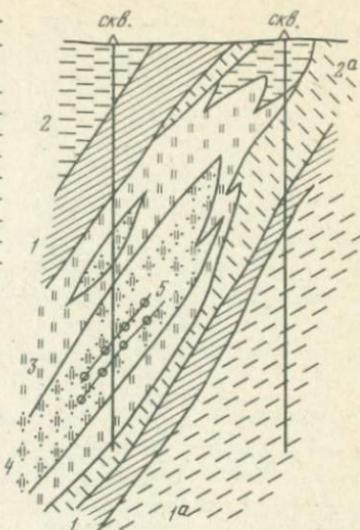


Рис. 6. Вариации состава метасоматических колонок по вертикали при гидрослюдяному рудосопровождающем метасоматозе в кислых (колонки 3, 5, 7, 9) и основных (1, 2, 4, 6, 8) породах для вариантов: мощности ореолов  $M$  и  $0,5 M$  с уменьшением (уровень  $a-b$ ) или увеличением (уровень  $a+b$ ) объема гидрослюдянного компонента в два раза по сравнению с уровнем  $a$  (колонка 1)

$M$  — монтмориллонит,  $K$  — каолинит,  $G_k$  — гидрослюдя калиевая,  $G_{Na}$  — гидрослюдя натриевая,  $GM$  — смешанослойный минерал ряда гидрослюда-монтмориллонит. Пунктиром показан объем реликтовых исходных минералов в метасоматической колонке

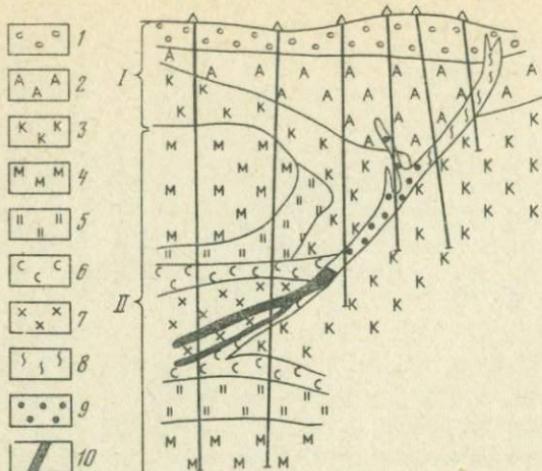


Рис. 7. Вертикальная зональность аргиллизированных пород Беганьского барит-полиметаллического месторождения

I — сольфатарная шляпа; II — линейный ореол. I — монокварциты, туфы, 2 — алутинизированные, 3 — каолинизированные; 4—7 — зоны: 4 — монтмориллонитовая, 5 — каолинит-хлоритовая, 6 — каолинит-гидрослюдяно-хлоритовая, 7 — хлоритовая; 8—10 — состав жилы: 8 — баритовый, 9 — барит-полиметаллический, 10 — полиметаллический

последовательностью зон: монокварциты (вверху) — кварц-алунитовые породы — кварц-каолинитовые породы; 2) нижняя с боковой зональностью относительно жил, в которой по направлению к поверхности меняется соотношение продуктов кислотного выщелачивания (каолинит и кварц) и щелочного рудосопровождающего метасоматоза (гидрослюдя и хлорит) с увеличением доли каолинита и кварца.

На Береговском полиметаллическом месторождении на наиболее продуктивном уровне *a* внутреннее ядро ореола с рудосопровождающими минералами слагается из двух главных зон: гидрослюдяно-адуляровой и адюляровой. В направлении к внешним зонам гидрослюда сменяется смешанослойным минералом типа гидрослюдя-монтмориллонит [1]. 50 м ниже, где продуктивность жил уменьшается, в метасоматической колонке уменьшается количество адюляра более чем в 2 раза, и возрастает доля гидрослюды. 100 м выше уровня *a* выклинивание жил сопровождается исчезновением адюляра, сменой гидрослюды смешанослойным минералом гидрослюдя-монтмориллонит, уменьшением ореола рудосопровождающих алюмосиликатных минералов в 3 и более раз. Приповерхностная часть является сольфатарной шляпой, аналогичной таковой Беганьского месторождения.

Примером ореолов с сохранившейся поверхностью периода рудообразования является поле аргиллизированных пород золоторудного месторождения в геоморфологически стабильном грабене [5]. Над глубинными линейными зонами аргиллизированных пород с центральной зоной адюляр-гидрослюдяного изменения располагается метасоматическая шляпа каолинит-кварцевого состава с увеличением количества кварца к поверхности. Возможно, края метасоматической шляпы имеют каолинит-монтмориллонитовый состав, как это наблюдается в подобных случаях.

**Линейные ореолы.** В условиях горного и мелкосопочного рельефа, в полях аргиллизации вулканогенных пород ореолы вскрыты зрозией обычно ниже метасоматической шляпы. Вертикальная зональность в унифицированном виде выражается в уменьшении объема рудосопровождающих минералов с удалением от рудных тел. В полях с горизонтальным градиентом рудонасыщенности ореолов наблюдается уменьшение объема рудосопровождающих минералов в метасоматических колонках на уровне максимальной рудонасыщенности по мере перехода ко все менее рудонасыщенным ореолам: градиенту рудонасыщенности соответствует градиент рудосопровождающего метасоматоза на уровне максимальной рудонасыщенности в соответствии с приведенной зависимостью  $R = \alpha V^p$ . При этом изменяется и вертикальная зональность в ряду ореолов, расположенных в направлении убывания рудонасыщенности.

В поле аргиллизированных дакитов, андезито-базальтов и фельзитов с урановой минерализацией и горизонтальным градиентом объема рудосопровождающих минералов в метасоматических колонках ( $V_0^{уд1} > V_0^{уд2} > V_0^{уд3}$ ) на уровне рудной минерализации вертикальная зональность ореолов сопоставимой мощности меняется в зависимости от  $V_0^{уд}$  на одинаковом расстоянии от уровня рудной минерализации (рис. 8). При высоких значениях  $V_0^{уд}$  на уровне урановой минерализации (а) рудосопровождающий метасоматоз в аргиллизированных дакитах выражается в развитии по всей метасоматической колонке К-На-гидрослюды, а во внутренней части ореола также и шамозита, который, вероятно, заместил ранний каолинит.

В метасоматических колонках, расположенных в 300 м выше рудных тел, выпадают внутренние зоны, гидрослюдя сменяется смешанослойным минералом ряда слюда-монтмориллонит с содержанием слюдяного компонента около 85%. За вычетом объема монтмориллонитового компонента в смешанослойном минерале объем рудосопровождающих минералов уменьшается в 2 раза по сравнению с уровнем а.

При малых значениях  $V_0^{уд}$  на уровне рудной минерализации метасоматические колонки по всей ширине состоят из смешанослойных минералов слюда-монтмориллонит, содержащих около 85% гидрослюдяных слоев в структуре. В 150 м выше этого уровня внутренние зоны выклиниваются, а во внешней зоне уменьшается количество гидрослюдяных слоев в структуре минерала до 70%. Объем смешанослойных минералов в метасоматической колонке уменьшается примерно в 1,5 раза по сравнению с уровнем рудной минерализации.

В полях аргиллизированных липаритов с урановой минерализацией на глубине метасоматические колонки уровня рудной минерализации также характеризуются гидрослюдистым составом от внешних зон до внутренних и небольшим количеством шамозита непосредственно в интервалах рудной минерализации. В 300 м над этими колонками внутренние зоны выклиниваются, рудосопровождающим минералом является смешанослойный минерал слюда-монтмориллонит с содержанием слюдяного компонента около 85%. Объем рудосопровождающих минералов в пересчете на гидрослюду уменьшается примерно в 2 раза по сравнению с колонкой уровня рудной минерализации.

При очень низких значениях  $V_0^{уд}$  метасоматические колонки уровня рудной минерализации содержат монтмориллонит во внешней зоне, каолинит —

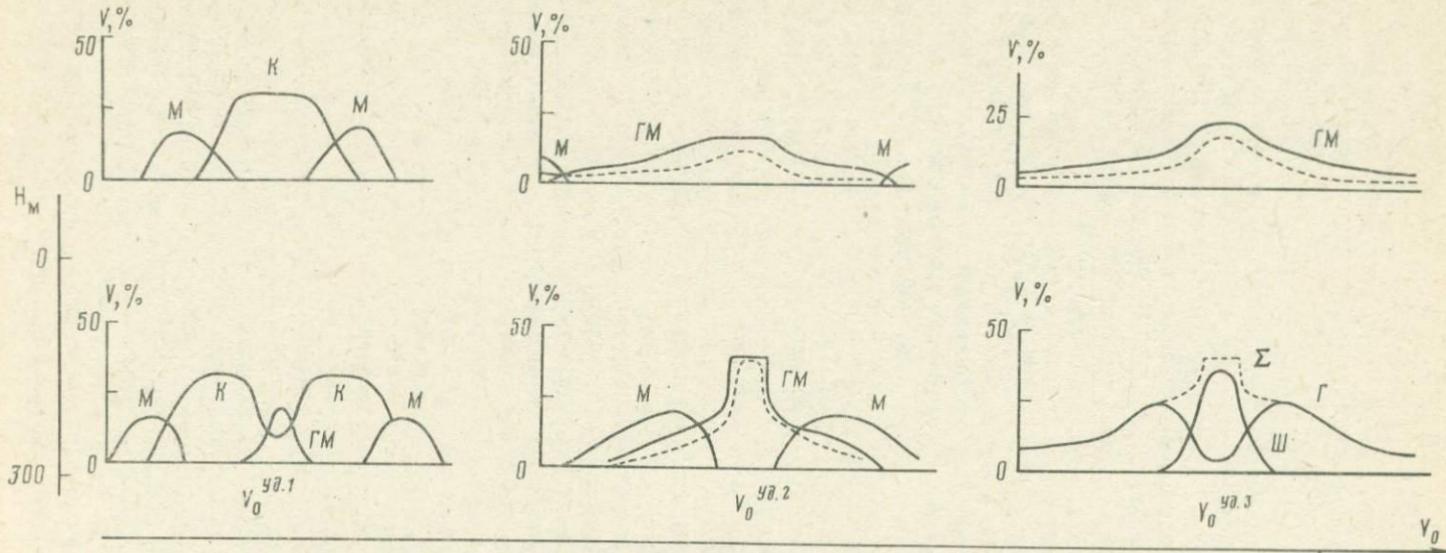


Рис. 8. Вертикальная зональность в поле аргиллизованных пород с урановой минерализацией и горизонтальным градиентом рудосопровождающего метасоматоза

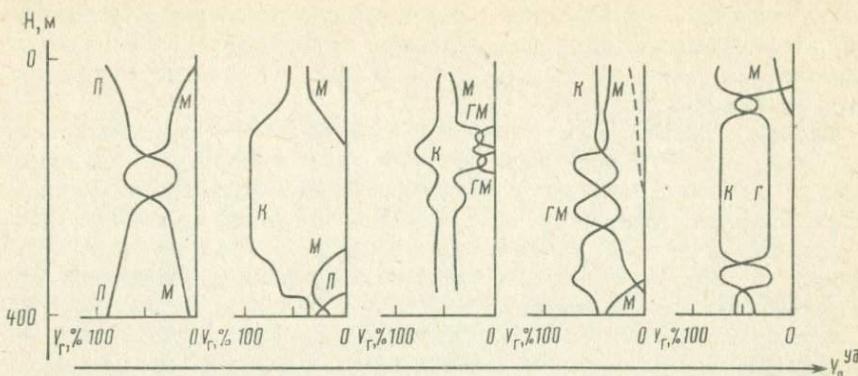


Рис. 9. Вертикальная зональность в поле стратиформных ореолов аргиллизированных осадочных пород с урановой минерализацией и горизонтальным градиентом рудосопровождающего метасоматоза (гравелито-песчаники и глыбовые конгломераты). На графиках показан объем минералов в глинистой фракции ( $X_r$ ), составляющей около 30–40% объема породы.  $P$  – глинистые минералы первичного цемента породы. Остальные условные обозначения те же, что и на рис. 8

в промежуточной и гидрослюдой или смешанослойный минерал в ассоциации с каолинитом – во внутренней. Уже на расстоянии 100 м над этим сечением рудосопровождающий минерал исчезает и колонка имеет каолинит-монтмориллонитовый состав.

В колонках с полиминеральным рудосопровождающим метасоматозом окорудные минералы имеют разные параметры распространения от рудного тела по осям ореола. По величине отношения ширины ореола распространения минерала к ширине ореола аргиллизации в целом (по показателю распространения минерала) рудосопровождающие минералы располагаются в следующий ряд возрастающего распространения: альбит, адуляр | гидрослюдя (Na) | цеолиты (K) | шамозит | Fe-Mg-хлориты | Mg-хлориты | гидрослюдя (K) | смешанослойные минералы ряда слюда-монтмориллонит с содержанием слюдяного компонента в структуре  $> 70\%$  | смешанослойные минералы с содержанием слюдяного компонента  $< 70\%$  | "калиевые монтмориллониты". Этот ряд соответствует вертикальной зональности рудосопровождающих минералов в ореолах с K-Na-Fe-Mg-рудосопровождающим метасоматозом.

Стратиформные ореолы аргиллизации осадочных пород межгорных впадин. В стратиформных ореолах с градиентом параметров урановой минерализации в горизонтальной плоскости поля аргиллизированных грубообломочных осадочных пород гранитного состава вертикальная зональность метасоматитов меняется с изменением  $V_0^y_d$ . При высоких значениях  $V_0^y_d$  во внутренних зонах метасоматических колонок присутствуют гидрослюдя и леонгардит (К-цеолит), а в остальной части колонки, захватывая внешние зоны, развит смешанослойный минерал ряда гидрослюд-монтмориллонит, в структуре которого содержание слюдяного компонента уменьшается с удалением от рудных тел (рис. 9). При меньших значениях  $V_0^y_d$  исчезает гидрослюдя, ореол распространения смешанослойного минерала уменьшается и он обнаруживается во все более внутренних зонах; содержание

гидрослюдяных слоев в смешанослойном минерале в пробах, равноудаленных от интервалов рудной минерализации, последовательно уменьшается. Параллельно увеличивается количество каолинита и монтмориллонита в метасоматических колонках.

**Выводы.** Геологические условия аргиллизации пород — алюмосиликатная среда, воды глубинной циркуляции, низкие температуры — обеспечивают проявление аргиллизации как позднего метасоматического процесса в разнообразных комплексах метасоматитов. Интенсивность аргиллизации и мощность ее ореолов увеличиваются к поверхности и часто в удалении от рудных тел, особенно на уровне вулканического конуса, где развиваются автономно по свежим породам.

Вертикальная зональность аргиллизированных пород выражается в выклинивании внутренних зон и изменении состава внешних, проявляясь во множестве минеральных вариантов. Она может быть дифференцирована на зональность остаточных метасоматических продуктов и зональность рудосопровождающих минералов. По показателю распространения рудосопровождающие минералы располагаются в следующий ряд: альбит, адуляр | Na-гидрослюды | К-цеолиты | шамозит | хлориты 14 Å | K-гидрослюды | смешанослойные минералы ряда слюда-монтмориллонит | "К-монтмориллонит", что соответствует их положению в вертикальной зональности.

В унифицированном виде вертикальная зональность рудоносных аргиллизированных пород линейных и стратiformных ореолов может быть выражена изменением объема рудосопровождающих минералов в вертикальном ряду метасоматических колонок с пересчетом на структурно-завершенную минеральную fazу.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Волостных Г.Т. Аргиллизация и оруденение. М.: Недра, 1972.
2. Волостных Г.Т., Михайлова И.С. Принципы количественной оценки рудоносности аргиллизированных пород. — В кн.: Метасоматизм и рудообразование. Л.: Недра, 1979.
3. Павлова И.Г. Медно-порфировые месторождения. М.: Недра, 1978.
4. Рундквист Д.В., Денисенко В.К., Павлова И.Г. Грейзеновые месторождения. М.: Недра, 1971.
5. Русинов В.Л., Русинова О.В. Вариации вертикальной зональности при окаторудной аргиллизации, их причины и петрогенетическое значение. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 10.
6. Шаве Д. Геология бериллиевых месторождений района Спер-Маунтин, штат Юта. — В кн.: Рудные месторождения США. М.: Мир, 1973, т. 2.
7. Hollister V.F., Potter R.R., Barker A.L. Porphyry type deposits of the Appalachian Orogen. — Econ. Geol., 1974, vol. 69, N 5.
8. Lindsey D.A. Epithermal berillium deposits in water-laid tuff, western Utah. — Ibid., 1977, vol. 72, N 2.
9. Lowell J.D., Guilbert J.M. Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry ore deposits. — Ibid., 1970, vol. 65, N 4.
10. Sainsbury C.L. Geology and ore deposits of the Central York Mountains, Western Seward Peninsula, Alaska. — USA Geol. Surv. Bull., 1969, vol. 1287.
11. Sillitoe R.H., Halls C., Grant J.N. Porphyry tin deposits in Bolivia. — Econ. Geol., 1975, vol. 70, N 5.

И.П. Щербань, А.А. Дроздовская, И.Н. Широких

**НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ  
ВЕРТИКАЛЬНОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ БЕРЕЗИТОВ  
(на примере дарасунского месторождения)**

Метасоматиты формации лиственитов-березитов в целом изучены сравнительно неплохо. Известно несколько монографий и большое количество статей, в которых на примере ряда регионов описаны, нередко с исчерпывающей полнотой, особенности геологического положения этих пород, их минералого-петрографического состава, метасоматической зональности, возрастных и генетических соотношений с сопровождающим оруденением и метасоматитами иных формаций и др. Важное теоретическое значение имеют выполненные в самое последнее время термодинамические, термобарометрические и экспериментальные исследования, показывающие влияние температуры, давления, активности главнейших компонентов гидротермальных растворов и других физико-химических параметров на развитие процессов лиственитизации-березитизации и сопровождающего их оруденения. Несколько широко известных статей посвящено, кроме того, вопросам классификации метасоматитов данной формации.

Вместе с тем нельзя не отметить, что еще не все особенности строения, состава и генезиса лиственитов-березитов изучены с достаточной полнотой и детальностью. В частности, до сих пор относительно слабо исследованы многие важные особенности вертикальной зональности метасоматитов этой формации и не во всех случаях вскрыты физико-химические причины, обусловившие ее формирование. Неплохим объектом для изучения этих вопросов является Дарасунское месторождение в Восточном Забайкалье, залегающее в более или менее однородных по составу гранитоидах и вскрытое по падению горными выработками и скважинами более чем на 1 км.

По данным Д.А. Тимофеевского [7], район Дарасунского месторождения сложен древними метаморфизованными породами основного состава, среднепалеозойскими гранитоидами, верхнепалеозойскими-нижнемезойскими лейкократовыми гранитами и сиенитами, а также разновозрастными штоками и дайками малых интрузий, в том числе средне-верхнеюрских плагиогранит-порфиров. В центральной части месторождения плагиогранит-порфиры образуют штокообразное тело и несколько ответвляющихся от него даек северо-западного и меридионального простирания. В пределах штока установлены две кругопадающие зоны дробления, выполненные обломками гидротермально-измененных пород, сцементированных кварцем и турмалином. По мнению Д.А. Тимофеевского [7], они представляют собой своеобразные "трубки взрыва", фиксирующие корневую часть вулкана и служившие каналами для поступления рудоносных растворов. Структура месторождения определяется размещением его в узле пересечения двух систем сколовых нарушений додайкового заложения, которые испытали неоднократное подновление в последующее время. Большая часть оруденения сконцентрирована в серии кругопадающих, достаточно протяженных, но маломощных жил, простирающихся преимущественно в северо-восточном и северо-западном направлениях. Главными минерала-

ми, составляющими жилы, является кварц, карбонаты различного состава, мусковит, пирит, пирротин, халькопирит, сфалерит, галенит, различные сульфосоли, телуриды и другие минералы. Количество сульфидов, сульфосолей, теллуридов изменяется от 15–20 до 40–60%. Все без исключения жилы – рудоносные и практически безрудные – сопровождаются хорошо проявленными ореолами гидротермально-измененных пород, представленных во всех известных случаях березитами. Метасоматиты, окаймляющие одну из таких рудоносных жил – Левитасовскую, послужили объектом минералого-петрографического изучения.

Гранодиориты, вмещающие большую часть рудоносных жил месторождения и сопровождающих их метасоматитов, в том числе жилу Левитасовскую, состоят из плагиоклаза, калиевого полевого шпата, кварца, биотита, пироксена, амфибола и акцессорных и рудных минералов. Плагиоклаз, представленный андезином № 37–40, реже олигоклазом № 18–25, образует крупные таблитчатые, обычно полисинтетические сдвойниковые зерна, размеры которых составляют 1–3 мм, но иногда достигает 8 мм. Биотит составляет довольно крупные, нередко катаkläзированные чешуйки и пластинки. Плеохроизм выражен хорошо: бурый, почти непрозрачный по  $Ng$  и светлый соломенно-желтый по  $Np$ . Двупреломление высокое  $\approx 0,045–0,050$ ;  $Np \approx 1,605–1,610$ ;  $Ng \approx 1,658–1,663$ ;  $2V_{Np} = 25–27^\circ$ ;  $F = 60\%$ . Амфибол встречается в виде удлиненных призматических или игловидных кристаллов, обычно лишенных концевых граней. Плеохроизм от светлого желто-зеленого до зеленовато-синего.  $Np = 1,658–1,662$ ;  $Ng = 1,679–1,684$ , что соответствует обыкновенной роговой обманке. Пироксен слагает короткостолбчатые или таблитчатые кристаллы размером до 2 мм:  $Np = 1,724–1,778$ ;  $Ng\lambda C = 62–65^\circ$ , отвечающие геденбергиту. Количество пироксена в породе невелико. Кварц образует в большинстве случаев сравнительно мелкие (до 1 мм) зерна, ксеноморфные по отношению к плагиоклазу, биотиту и другим минералам. Иногда встречаются округлые образования кварца, несколько более поздние по времени образования по отношению к кварцу I. Калиевый полевой шпат является наиболее поздним по времени кристаллизации минералом: он выполняет пространство между плагиоклазом и темноцветными минералами и нередко развивается по микротрещинкам в этих минералах. Аксессорные минералы представлены апатитом, сфеном, цирконом, а рудные – гематитом и магнетитом.

Гидротермально-измененные гранодиориты получили в пределах месторождения довольно широкое распространение. Обычно они образуют легко различимые даже макроскопически ореолы, окаймляющие подавляющую часть рудоносных жил и зон брекчирования и дробления. Формы таких ореолов определяются несколькими факторами: расположением в пределах рудного поля тектонических нарушений, предшествующих гидротермальным процессам, и характером их проявления; составом исходных пород и их физико-механическими свойствами, в особенности пористостью и проницаемостью, а также интенсивностью проявления процессов гидротермальных преобразований. В тех случаях, когда метасоматиты располагаются в более или менее однородных по своим химическим и физико-механическим свойствам породах, вдоль одиночных жил или тектонических нарушений они образуют линейно вытянутые тела симметрично-зонального строения, мощность которых не выходит обычно за пределы нескольких де-

сятков метров. Такие тела метасоматитов установлены в зальбандах большинства рудоносных жил, в том числе жилы Левитасовской. Увеличение мощности метасоматических тел наблюдается обычно на участках развития сближенных систем трещин, вследствие чего отдельные метасоматические тела сливаются в единый блок, суммарная мощность которого, естественно, может значительно возрасти. Увеличение мощности метасоматических тел и усложнение их форм повсеместно наблюдается также в местах пересечения рудоносных и безрудных жил и зон брекчирования и дробления. В подобной ситуации возникают, как правило, неправильные по форме, нередко в плане близкие к изометричным тела, размером до нескольких десятков метров.

Изучение метасоматитов вблизи жилы Левитасовской, вскрытых горными выработками на горизонтах 166, 246, 440, 540 и 596, а также скв. 713 на глубине 950–980 м, показало, что среди них может быть выделено не менее трех типов метасоматических колонок. Метасоматиты, вскрытые в наиболее глубинной части месторождения (950–980 м), характеризуются следующим строением.

0. Неизмененная порода: кварц + мусковит + ортоклаз + андезин + амфибол + пироксен + биотит + гематит.

1. Кварц + мусковит + магнетит + хлорит + ортоклаз + андезин + амфибол + пироксен.

2. Кварц + мусковит + магнетит + кальцит + хлорит + ортоклаз + эпидот + амфибол + андезин.

3. Кварц + мусковит + магнетит + кальцит + андезин + хлорит + ортоклаз + эпидот.

4. Кварц + мусковит + магнетит + кальцит + альбит + хлорит + ортоклаз + эпидот.

5. Кварц + мусковит + магнетит + кальцит + пистомезит + альбит.

6. Кварц + мусковит + магнетит + пистомезит + кальцит.

7. Кварц + мусковит + сидерит + магнетит + кальцит.

8. Кварц + мусковит + сидерит + магнетит.

В пределах глубин 246–596 м вскрыта следующая метасоматическая колонка.

0. Неизмененная порода: кварц + магнетит + ортоклаз + андезин + амфибол + пироксен + биотит + гематит.

1. Кварц + мусковит + магнетит + ортоклаз + андезин + амфибол + пироксен.

2. Кварц + мусковит + магнетит + кальцит + хлорит + ортоклаз + эпидот + андезин + амфибол.

3. Кварц + мусковит + магнетит + кальцит + хлорит + ортоклаз + эпидот.

4. Кварц + мусковит + магнетит + кальцит + альбит + хлорит + ортоклаз.

5. Кварц + мусковит + магнетит + кальцит + альбит + хлорит + доломит.

6. Кварц + мусковит + магнетит + кальцит + альбит + брейнерит + пирит.

7. Кварц + мусковит + магнетит + кальцит + мезитит + пирит.

8. Кварц + мусковит + пистомезит + пирит.

На глубинах менее 166 м установлена метасоматическая колонка следующего строения.

0. Неизмененная порода: кварц + магнетит + ортоклаз + андезин + амфибол + пироксен + биотит + гематит.

1. Кварц + мусковит + магнетит + ортоклаз + андезин + амфибол + пироксен.
2. Кварц + мусковит + магнетит + ортоклаз + андезин + амфибол.
3. Кварц + мусковит + магнетит + кальцит + ортоклаз + андезин + хлорит.
4. Кварц + мусковит + магнетит + кальцит + доломит + ортоклаз + альбит + хлорит + пирит.
5. Кварц + мусковит + магнетит + кальцит + альбит + хлорит + доломит + анкерит + пирит.
6. Кварц + мусковит + магнетит + кальцит + альбит + доломит + анкерит + пирит.
7. Кварц + мусковит + магнетит + кальцит + анкерит + пирит.
8. Кварц + мусковит + анкерит + пирит.
9. Кварц + мусковит + пирит.

Процесс гидротермальных преобразований гранодиоритов в корневых частях месторождения (зона 1) начинается с замещения пластин и чешуек биотита ярко-зеленым хлоритом ( $l = (-)$ ;  $\Delta N = 0,002$ ,  $F = 40,8$ ) и магнетитом, которые вначале развиваются вдоль трещинок спайности и по периферии таких пластин, а затем охватывают их полностью. Помимо хлорита и магнетита в составе новообразований отмечается небольшое количество мелких (не более 0,01 мм) чешуек серицита, приуроченных преимущественно к трещинкам спайности более крупных зерен биотита. В следующей зоне (2) неустойчив пироксен, который замещается кальцитом, кварцем и магнетитом. В зоне 3, помимо биотита и пироксена, неустойчив амфибол, по которому развивается мелкозернистый агрегат, состоящий из бледно-зеленого несколько менее железистого ( $\Delta N = 0,002$ ;  $F = 38,23$ ) хлорита, магнетита, кальцита и эпидота. В следующей зоне разлагается андезин. Он замещается агрегатом, состоящим из кальцита, клиноцизита ( $Ng = 1,710$ ;  $Np = 1,706$ ; бесцветный) и альбита, причем в начальной стадии замещения преимущественное развитие получили кальцит и эпидот, в то время как альбит появляется, как правило, несколько позже. В результате в измененной породе наряду с зернами плагиоклаза, замещенными более или менее равномерно распределенными кальцитом, эпидотом и альбитом, можно наблюдать своеобразные микрозональные зерна, центральная часть которых состоит из эпидота и кальцита, а краевая из альбита (№ 0–3). Следующая зона (5) характеризуется широким развитием мусковита, полностью замещающего ортоклаз, хлорит и в меньшей мере альбит. Замещение хлорита осуществляется постепенно. Вначале происходит его обесцвечивание, сопровождаемое незначительным снижением железистости (до  $F = 34,04$ ,  $l = (-)$ ;  $\Delta N = 0,003$ ) и появлением линейновытянутых скоплений чешуек бесцветного минерала, обладающего свойствами антигорита ( $l = (+)$ ;  $Ng = 1,560$ ;  $Np = 1,554$ ;  $2V_{Np} = 29\text{--}32^\circ$ ), и отдельных зерен карбоната, который по данным микрохимических реакций и оптическим константам ( $No = 1,728$ ) соответствует брейнериту. Антигорит является, однако, промежуточным неустойчивым минералом в данной зоне и замещается в конечном счете мусковитом, в результате чего порода оказывается сложенной кварцем, мусковитом, магнетитом, альбитом и карбонатом. Далее следует зона, которая характеризуется еще более широким развитием мусковита, который здесь полностью замещает не только

хлорит, но и альбит. Параллельно возрастает железистость магнезиально-железистых карбонатов, большая часть которых представлена пистомезитом ( $No = 1,785-1,810$ ). Реже встречаются мезитит, сидероплезит ( $No = 1,840-1,855$ ) и сидерит ( $No = 1,865-1,870$ ). Наконец, центральные зоны колонки представляют собой четырехминеральный агрегат, состоящий из кварца, магнетита, мусковита, карбоната, который в зоне 7 представлен кальцитом и сидеритом, а 8 — исключительно сидеритом. Сравнительно редко встречается более поздний по времени образования пирит, образующий редкую вкрапленность и отдельные прожилки. Кроме того, во всех без исключения зонах наблюдаются редкие и мелкие зерна сфена, апатита и циркона.

Внешние зоны метасоматических колонок, расположенных на средних глубинах (246–596 м), по мощности, последовательности кристаллизации новообразований и характеру их взаимоотношений в целом близки описанным выше, за исключением железистости хлорита, которая закономерно понижается по мере уменьшения глубины (гор. 596 —  $F = 33,18$ ; гор. 246 —  $F = 28,75$ ), и последовательного уменьшения количества клиноцизита вплоть до полного его исчезновения на горизонте 246 м и выше. Более существенные различия наблюдаются во внутренних зонах рассматриваемых колонок. Они заключаются прежде всего в составе магнезиально-железистых карбонатов, соответствующих в зоне 5 доломиту ( $No = 1,682$ ), который в зонах 6 и 7 замещается соответственно брейнеритом ( $No = 1,728-1,775$ ), мезититом ( $No = 1,761-1,775$ ) или пистомезитом ( $No = 1,793$ ), в то время как во внутренней зоне колонки на горизонтах 596, 540 и 440 он представлен исключительно пистомезитом ( $No = 1,805-1,795$ ), а на горизонте 246 м — мезититом и реже пистомезитом ( $No = 1,805-1,795$ ). Второе принципиальное различие в строении метасоматических колонок глубоких горизонтов и горизонтов средних глубин месторождения заключается в том, что во внутренних зонах последних магнетит неустойчив и полностью замещается пиритом.

Различия в минеральном составе внешних зон метасоматических колонок средних (до 246 м) и приповерхностных (менее 166 м) горизонтов месторождения менее существенны и состоят в дальнейшем уменьшении железистости хлорита, достигающей здесь величин  $F = 24,0$ . Во внутренних зонах этих же колонок отмечается понижение железистости карбоната, соответствующего в зоне 4 доломиту, в зонах 5 и 6 — доломиту и анкериту, а в зонах 7 и 8 — анкериту. Параллельно с уменьшением железистости карбоната в породе возрастает количество пирита, который во внутренних зонах полностью замещает магнетит.

Результаты химических анализов неизмененных и в различной степени преобразованных пород, приведенные в табл. 1, указывают на привнос в ходе рассматриваемого процесса значительных количеств воды, углекислоты, серы и калия и вынос натрия. Эти данные не противоречат результатам петрографических наблюдений и материалам, полученным при изучении подобных пород в других районах.

Таким образом, проведенное изучение окологильных метасоматитов формации лиственитов-березитов до глубины около 1 км показало, что эти породы хотя и характеризуются близким на первый взгляд составом, представленным во внутренних зонах кварцем, мусковитом (серицитом) и

Таблица 1

Химические анализы неизмененных и преобразованных пород

Но- мер п.п.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO
1	62,40	0,90	15,85	1,70	5,87	0,09
2	65,28	0,37	14,62	1,15	4,44	0,07
3	63,14	0,45	14,08	0,24	5,55	0,09
4	61,16	0,47	12,66	2,06	3,33	0,20
5	62,18	0,43	13,40	1,40	4,41	0,17
6	61,28	0,47	13,75	0,82	8,88	0,16
7	66,50	0,47	12,66	1,41	6,58	0,18
8	56,90	0,65	19,41	1,78	5,78	0,08
9	54,16	0,77	16,63	2,88	6,66	0,14
10	51,88	1,00	17,15	2,71	7,25	0,16
11	52,64	0,77	16,53	1,98	7,84	0,23
12	47,58	0,86	17,12	1,91	9,39	0,43
13	50,84	0,76	16,05	4,69	8,29	0,13
14	49,50	0,80	16,24	5,92	8,58	0,17
15	62,40	0,90	15,85	1,70	5,87	0,09
16	64,02	0,43	15,18	0,57	3,92	0,09
17	62,06	0,43	16,69	0,90	2,66	0,06
18	64,56	0,28	14,03	Не обн.	4,59	0,10
19	64,60	0,24	13,95	0,58	3,99	0,11
20	66,00	0,29	12,25	2,59	6,66	0,03

Примечание. 1–7 – неизмененные (1) и березитизированные граниты (глубина 950–980 м); 8–14 – неизмененные (8) и березитизированные кварцевые диориты (глубина 596 м); 15–20 – неизмененные (15) и березитизированные граниты (глубина 166 м). Прочерк – компонент не определялся.

карбонатом, но вместе с тем отличаются целым рядом особенностей, позволяющих говорить о проявлении в них вертикальной зональности. Установлено, что хлорит, входящий в состав внешних зон метасоматических колонок верхних горизонтов месторождения (до 250 м), частично замещается в его более глубинной части эпидотом, в то время как во внутренних зонах этих колонок отмечается замещение пирита магнетитом, в результате чего его количество на глубинах более 600 м составляет 5–10% и более. Кроме того, по мере увеличения глубины постепенно возрастает железистость карбонатов, входящих в состав внутренних зон березитов (анкерит до 250 м, пистомезит от 250 до 600 м и сидерит – более 600 м), и хлоритов, слагающих их внешние зоны (от  $F = 28,75$  до  $F = 38,25$ ). Следовательно, главная особенность вертикальной зональности заключается в перераспределении железа между окислами, карбонатами и сульфидами, что отразилось как на минеральном составе метасоматитов, так и на железистости минералов переменного состава.

Некоторые из этих закономерностей могут быть исследованы с помощью термодинамических расчетов. Имеющиеся в настоящее время термохимические константы позволяют рассчитать систему реакций, представленных в табл. 2. Не останавливаясь на методике расчета реакций подобного типа,

MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
1,16	4,62	4,00	1,75	0,32	0,14
0,83	3,23	3,50	2,55	0,21	0,21
0,66	3,47	2,85	2,98	0,25	0,13
2,41	5,43	0,04	3,20	0,25	0,25
1,41	4,62	0,04	3,45	0,25	0,19
1,66	0,81	0,02	3,75	0,27	0,10
0,87	0,64	0,02	3,60	0,23	0,32
3,26	7,64	1,62	0,72	0,18	–
4,07	7,04	2,90	1,48	0,33	0,16
3,82	6,81	2,60	1,35	0,31	0,12
3,32	3,58	1,15	2,65	0,27	0,06
3,65	2,31	Сл.	3,70	0,35	0,09
2,74	0,69	Сл.	3,20	0,27	0,11
2,66	0,58	0,04	3,60	0,34	0,05
1,16	4,62	4,00	1,75	0,32	0,14
1,16	4,16	2,95	2,80	0,17	0,04
1,16	2,08	3,35	5,10	0,16	0,27
1,16	2,42	2,00	5,25	0,17	0,24
1,33	2,54	0,80	5,60	0,13	н.о
0,91	0,58	Сл.	3,50	0,20	0,24

детально изложенной в ряде широко известных работ [1, 6 и др.], отметим, что в качестве независимых от температуры характеристик кислотно-щелочных и окислительно-восстановительных свойств растворов нами использовались соответственно величины соотношения активностей ионов водорода и гидроксила  $pR = -\lg a_{H^+}/a_{OH^-} = 2pH_T + pK_w$ , т [2] и активности свободных электронов  $pE = -\lg a_E = Eh_T F/2,303RT$  [8]. Термодинамические константы для соединений железа заимствованы из работ Ю.П. Мельника [4, 5], за исключением констант пистомезита и брейнерита, которые были рассчитаны, исходя из предположения, что они представляют собой идеальный твердый раствор, возникший при смешении сидерита и магнезита. Результаты проведенных расчетов представлены в виде серии диаграмм на рис. 1–4.

На рис. 1 представлена серия изотермических диаграмм, иллюстрирующих некоторые соотношения между главнейшими железосодержащими минералами в березитах и исходных породах: гематитом, магнетитом, сидеритом и пиритом при температурах 25, 100, 200 и 300°C и условии, что  $\Sigma a_{CO_2} = 10^0$ , а  $\Sigma a_S = 10^{-4}$ . Как можно видеть в стандартных и относительно низкотемпературных условиях, при принятых ограничениях устойчивы все четыре упомянутые фазы. Магнетит в низкотемпературных усло-

Таблица 1 (окончание)

Но- мер п.п.	H <sub>2</sub> O	П.п.п.	Сумма	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	CO <sub>2</sub>	Sульфидн.
1	0,10	0,99	99,89	0,94	Не обн.	Не обн.
2	0,14	3,13	99,73	1,14	1,97	Не обн.
3	0,14	5,56	99,59	1,15	3,78	0,09
4	0,10	8,03	99,59	2,50	5,64	0,11
5	0,10	7,38	99,53	2,39	4,95	0,30
6	0,14	7,41	99,52	2,29	4,74	0,43
7	0,08	5,95	99,51	1,49	3,25	0,98
8	—	—	99,51	1,26	—	—
9	0,08	2,38	99,68	1,30	0,64	0,21
10	0,26	4,17	99,59	2,30	1,22	0,01
11	0,14	8,55	99,71	3,46	4,63	0,86
12	0,14	11,84	99,53	4,07	6,50	1,15
13	0,10	11,90	99,77	3,25	5,43	4,13
14	0,14	10,87	99,49	2,98	4,05	4,74
15	0,10	0,99	99,89	0,94	Не обн.	Не обн.
16	0,14	3,90	99,53	1,57	1,86	0,05
17	0,12	4,48	99,52	1,16	2,55	0,12
18	0,24	4,79	99,83	2,35	3,30	Не обн.
19	0,22	5,72	99,81	1,69	3,73	0,15
20	0,20	6,17	99,62	1,75	0,32	4,24

Таблица 2

## Расчетные реакции минералообразования

Но- мер п.п.	Уравнение реакций		Коэффициенты	Изменение свободной энергии Гиббса ΔG, кДж/моль	Изменение свободной энергии Гиббса ΔG, кДж/моль	Изменение свободной энергии Гиббса ΔG, кДж/моль
				ΔG <sub>1</sub> , кДж/моль	ΔG <sub>2</sub> , кДж/моль	
1.1	2FeCO <sub>3</sub> + 3H <sub>2</sub> O = Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> + 2CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup> + 6H <sup>+</sup> + 2e <sup>-</sup>			—	—	—
1.2	2(Fe <sub>0,6</sub> Mg <sub>0,4</sub> )CO <sub>3</sub> + 0,8Fe <sup>2+</sup> + 3H <sub>2</sub> O = Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> + 0,8Mg <sup>2+</sup> + 2CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup> + 6H <sup>+</sup> + 2e <sup>-</sup>			—	—	—
1.3	2(Fe <sub>0,3</sub> Mg <sub>0,7</sub> )CO <sub>3</sub> + 1,4Fe <sup>2+</sup> + 3H <sub>2</sub> O = Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> + 1,4Mg <sup>2+</sup> + 2CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup> + 6H <sup>+</sup> + 2e <sup>-</sup>			—	—	—
1.4	2MgCO <sub>3</sub> + 2Fe <sup>2+</sup> + 3H <sub>2</sub> O = Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> + 2Mg <sup>2+</sup> + 6H <sup>+</sup> + 2e <sup>-</sup>			—	—	—
2.1	3FeCO <sub>3</sub> + 4H <sub>2</sub> O = Fe <sub>3</sub> O <sub>4</sub> + 3CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup> + 8H <sup>+</sup> + 2e <sup>-</sup>			—	—	—
2.2	3(Fe <sub>0,6</sub> Mg <sub>0,4</sub> )CO <sub>3</sub> + 1,2Fe <sup>2+</sup> + 4H <sub>2</sub> O = Fe <sub>3</sub> O <sub>4</sub> + 1,2Mg <sup>2+</sup> + 3CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup> + 8H <sup>+</sup> + 2e <sup>-</sup>			—	—	—
2.3	3(Fe <sub>0,3</sub> Mg <sub>0,7</sub> )CO <sub>3</sub> + 2,1Fe <sup>2+</sup> + 4H <sub>2</sub> O = Fe <sub>3</sub> O <sub>4</sub> + 2,1Mg <sup>2+</sup> + 3CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup> + 8H <sup>+</sup> + 2e <sup>-</sup>			—	—	—
2.4	3MgCO <sub>3</sub> + 3Fe <sup>2+</sup> + 4H <sub>2</sub> O = Fe <sub>3</sub> O <sub>4</sub> + 3Mg <sup>2+</sup> + 3CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup> + 8H <sup>+</sup> + 2e <sup>-</sup>			—	—	—
3.1	FeS <sub>2</sub> + CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup> + 8H <sub>2</sub> O = FeCO <sub>3</sub> + 2SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> + 16H <sup>+</sup> + 14e <sup>-</sup>			—	—	—
3.2	FeS <sub>2</sub> + 0,4Mg <sup>2+</sup> + CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup> + 8H <sub>2</sub> O = (Fe <sub>0,6</sub> Mg <sub>0,4</sub> )CO <sub>3</sub> + 0,4Fe <sup>2+</sup> + 2SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> + 16H <sup>+</sup> + 14e <sup>-</sup>			—	—	—
3.3	FeS <sub>2</sub> + 0,7Mg <sup>2+</sup> + CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup> + 8H <sub>2</sub> O = (Fe <sub>0,3</sub> Mg <sub>0,7</sub> )CO <sub>3</sub> + 0,7Fe <sup>2+</sup> + 2SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> + 16H <sup>+</sup> + 14e <sup>-</sup>			—	—	—
3.4	FeS <sub>2</sub> + Mg <sup>2+</sup> + CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup> + 8H <sub>2</sub> O = MgCO <sub>3</sub> + Fe <sup>2+</sup> + 2SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> + 16H <sup>+</sup> + 14e <sup>-</sup>			—	—	—
4.1	FeCO <sub>3</sub> + 2S <sup>2-</sup> = FeS <sub>2</sub> + CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup> + 2e <sup>-</sup>			—	—	—
4.2	(Fe <sub>0,6</sub> Mg <sub>0,4</sub> )CO <sub>3</sub> + 0,4Fe <sup>2+</sup> + 2S <sup>2-</sup> = FeS <sub>2</sub> + 0,4Mg <sup>2+</sup> + CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup> + 2e <sup>-</sup>			—	—	—
4.3	(Fe <sub>0,3</sub> Mg <sub>0,7</sub> )CO <sub>3</sub> + 0,7Fe <sup>2+</sup> + 2S <sup>2-</sup> = FeS <sub>2</sub> + 0,7Mg <sup>2+</sup> + CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup> + 2e <sup>-</sup>			—	—	—
4.4	MgCO <sub>3</sub> + Fe <sup>2+</sup> + 2S <sup>2-</sup> = FeS <sub>2</sub> + Mg <sup>2+</sup> + CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup> + 2e <sup>-</sup>			—	—	—

виях может существовать лишь в сильно восстановительной среде с резко выраженной щелочной реакцией. Возрастание величины Eh при прочих равных условиях влечет за собой замещение магнетита гематитом, а уменьшение pH приводит к развитию пирита или сидерита за счет магнетита. Своебразны соотношения между сидеритом и пиритом в зависимости от окисительно-восстановительного состояния среды — в низкотемпературных условиях поле сидерита как бы расекается на две части полем пирита, причем верхняя часть характеризует устойчивость сидерита в области преобладания сульфатных ионов, нижняя — сульфидных. Возрастание температуры отрицательно оказывается на устойчивости сульфида и карбоната железа, что выражается в постепенном уменьшении площади полей устойчивости этих минералов вплоть до полного их исчезновения при температуре более 200°С. Вместе с тем увеличение температуры значительно расширяет поле устойчивости гематита и в особенности магнетита, образование которого при принятых ограничениях становится возможным в значительно более широком интервале значений.

На рис. 2,3 показано влияние активности серы и углекислоты на образование упомянутых минералов, а также на некоторые магнезиально-железистые карбонаты, приближающиеся по соотношению железа и магния к карбонатам, установленным в описанных выше колонках березитов. Как и следовало ожидать, образование магнезиально-железистых карбонатов (рис. 2) определяется при постоянных активностях углекислоты и серы, а также и pH, главным образом отношением активностей двухвалентного железа к магнию и в меньшей мере зависит от температуры. Возрастание Fe<sup>2+</sup>/Mg<sup>2+</sup>

Выражение IgK	IgK при T°С			
	25	100	200	300
2lgαCO <sub>3</sub> <sup>2-</sup> - 6pH - 2pE	-47,83	-41,93	-39,42	-39,86
0,8lgαMg <sup>2+</sup> - 0,8lgαFe <sup>2+</sup> + 2lgαCO <sub>3</sub> <sup>2-</sup> - 6pH - 2pE	-46,56	-40,98	-38,69	-39,20
1,4lgαMg <sup>2+</sup> - 1,4lgαFe <sup>2+</sup> + 2lgαCO <sub>3</sub> <sup>2-</sup> - 6pH - 2pE	-45,09	-39,78	-37,65	-38,40
2lgαMg <sup>2+</sup> - 2lgαFe <sup>2+</sup> + 2lgαCO <sub>3</sub> <sup>2-</sup> - 6pH - 2pE	-43,17	-38,10	-36,13	-37,02
3lgαCO <sub>3</sub> <sup>2-</sup> - 8pH - 2pE	-68,69	-60,57	-57,39	-58,38
1,2lgαMg <sup>2+</sup> - 1,2lgαFe <sup>2+</sup> + 3lgαCO <sub>3</sub> <sup>2-</sup> - 8pH - 2pE	-66,77	-58,86	-56,28	-57,60
2,1lgαMg <sup>2+</sup> - 2,1lgαFe <sup>2+</sup> + 3lgαCO <sub>3</sub> <sup>2-</sup> - 8pH - 2pE	-64,57	-57,34	-54,73	-55,85
3lgαMg <sup>2+</sup> - 3lgαFe <sup>2+</sup> + 3lgαCO <sub>3</sub> <sup>2-</sup> - 8pH - 2pE	-61,70	-54,82	-52,45	-54,13
2lgαSO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> - lgαCO <sub>3</sub> <sup>2-</sup> - 16pH - 14pE	-73,60	-54,44	-40,59	-32,50
0,4lgαFe <sup>2+</sup> - 0,4lgαMg <sup>2+</sup> + 2lgαSO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> - lgαCO <sub>3</sub> <sup>2-</sup> - 16pH - 14pE	-74,23	-54,92	-40,92	-32,77
0,7lgαFe <sup>2+</sup> - 0,7lgαMg <sup>2+</sup> + 2lgαSO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> - lgαCO <sub>3</sub> <sup>2-</sup> - 16pH - 14pE	-74,97	-55,52	-41,44	-33,23
lgαFe <sup>2+</sup> - lgαMg <sup>2+</sup> + 2lgαSO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> - lgαCO <sub>3</sub> <sup>2-</sup> - 16pH - 14pE	-75,93	-53,76	-42,20	-33,91
lgαCO <sub>3</sub> <sup>2-</sup> - lgαS <sup>2-</sup> - 2pE	31,86	26,62	24,33	24,83
0,4lgαMg <sup>2+</sup> - 0,4lgαFe <sup>2+</sup> + lgαCO <sub>3</sub> <sup>2-</sup> - lgαS <sup>2-</sup> - 2pE	32,49	27,09	24,69	25,11
0,7lgαMg <sup>2+</sup> - 0,7lgαFe <sup>2+</sup> + lgαCO <sub>3</sub> <sup>2-</sup> - lgαS <sup>2-</sup> - 2pE	33,23	27,69	25,21	25,56
lgαMg <sup>2+</sup> - lgαFe <sup>2+</sup> + lgαCO <sub>3</sub> <sup>2-</sup> - lgαS <sup>2-</sup> - 2pE	34,19	28,53	25,97	26,24

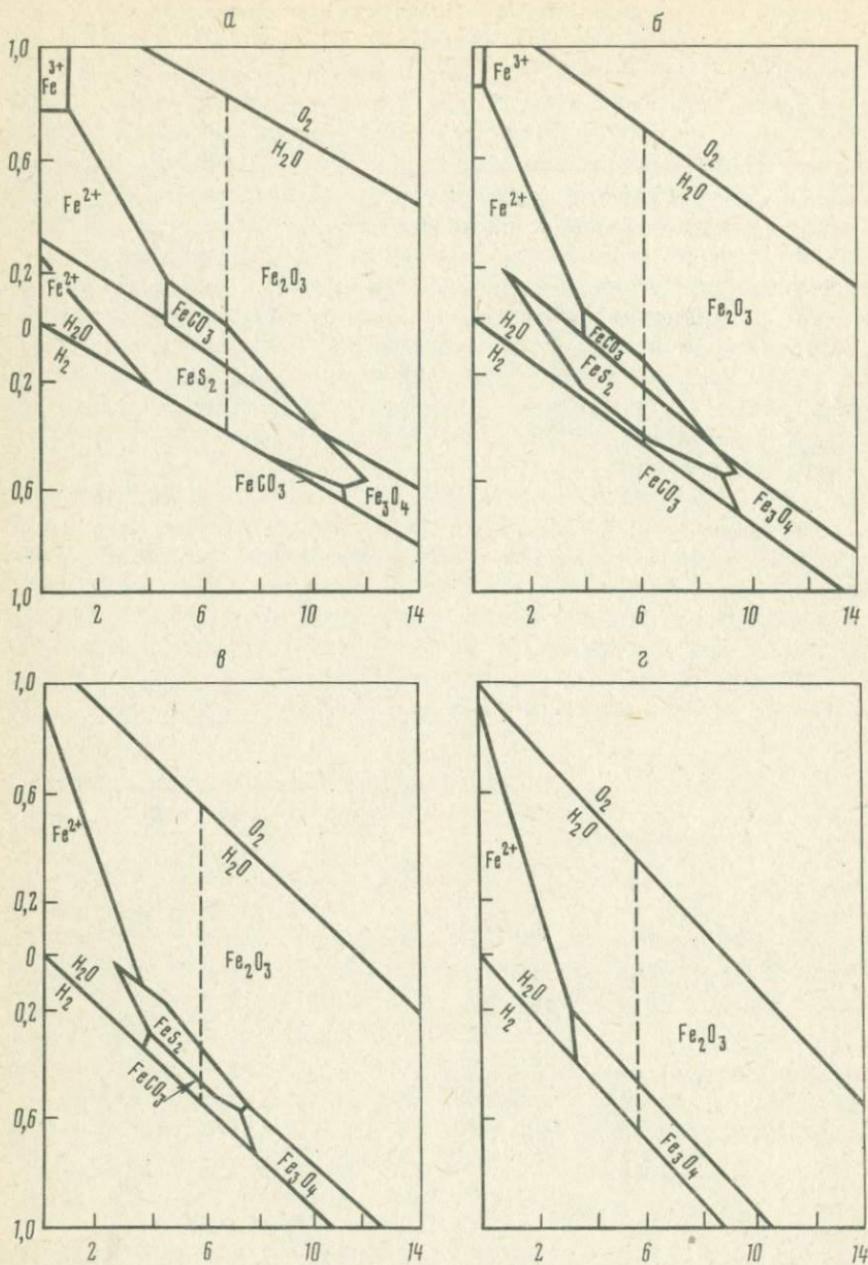


Рис. 1. Соотношения устойчивости некоторых окислов, сульфидов и карбонатов железа в гидротермальных условиях при температурах:

$a - 25$ ,  $b - 100$ ,  $c - 200$ ,  $d - 300^{\circ}\text{C}$  (при  $\Sigma a_{\text{раств}}^{\text{S}} = 10^{-4}$ ,  $\Sigma a_{\text{раств}}^{\text{CO}_2} = 10^{-4}$ ,  
 $a_{\text{Fe}^{2+}\text{раств}} = 10^{-3}$ ). Пунктир соответствует нейтральному значению рН при данной температуре

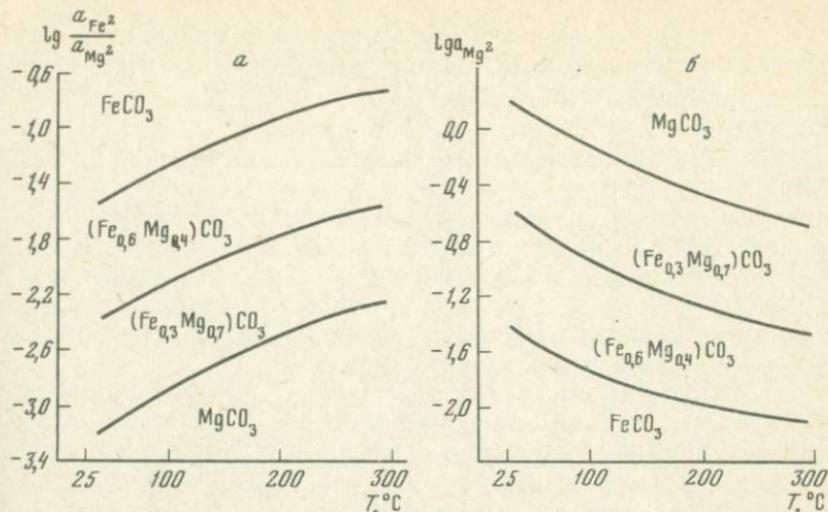


Рис. 2. Соотношения устойчивости между железомагнезиальными карбонатами в гидротермальных условиях, а — при равновесных соотношениях активностей  $\text{Fe}^{2+}$  и  $\text{Mg}^{2+}$ ; б — при  $a_{\text{Fe}^{2+}} = \text{const} = 10^{-3}$

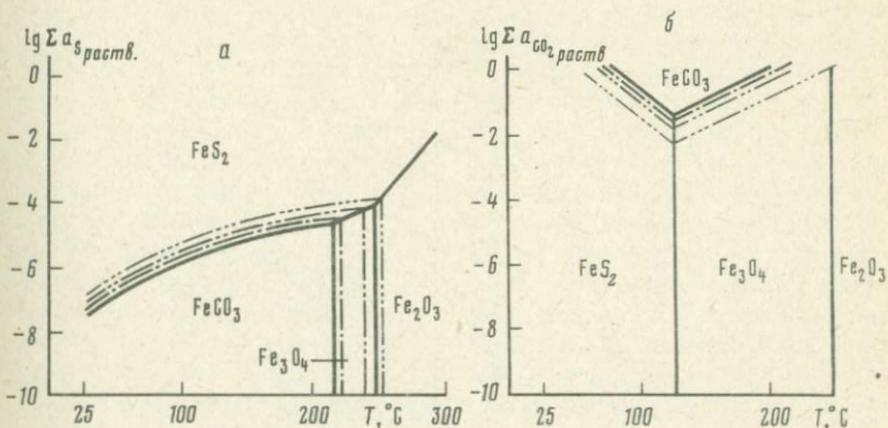


Рис. 3. Соотношения устойчивости между железомагнезиальными карбонатами и некоторыми окислами, сульфидами и карбонатами железа в гидротермальных нейтральных средах ( $\text{pH}_{2,5} = 7$ ,  $\text{pH}_{1,0,0} = 6,12$ ,  $\text{pH}_{2,0,0} = 5,68$ ,  $\text{pH}_{3,0,0} = 5,70$ ) с  $\text{pH} = 4$  ( $\text{Eh}_{2,5} = -0,237$ ,  $\text{Eh}_{1,0,0} = -0,296$ ,  $\text{Eh}_{2,0,0} = -0,376$ ,  $\text{Eh}_{3,0,0} = -0,455\text{B}$ )

а — при  $\Sigma a_{\text{CO}_2 \text{ раств.}} = 10^{-6}$ ; б — при  $\Sigma a_{\text{S раств.}} = 10^{-6}$

при прочих равных условиях приводит к увеличению железа в твердой фазе вплоть до образования сидерита. Вместе с тем увеличение температуры при постоянном  $\text{Fe}^{2+}/\text{Mg}^{2+}$  и прочих равных условиях может привести к уменьшению железистости карбонатов. Большое, по-видимому, а в ряде случаев решающее влияние на образование железосодержащих минералов оказывает активность углекислоты и серы (см. рис. 3). Возрастание активности углекислоты приводит, в частности, при прочих равных условиях к увеличению железистости карбоната как в случае образования его за счет

пирита, так и магнетита. Увеличение активности серы, напротив, вызывает уменьшение железистости этих минералов, что связано с образованием сульфида железа. На обеих рассматриваемых диаграммах довольно отчетливо отражается упомянутая выше закономерность, которая состоит в том, что увеличение температуры при прочих равных условиях отрицательно отражается на устойчивости как карбонатов, так и сульфидов железа, что приводит к замещению их вначале магнетитом, а затем гематитом.

Как уже упоминалось, вертикальная зональность березитов выражается по мере увеличения глубины в замещении хлорита эпидотом, пирита вначале карбонатом, а затем магнетитом, причем железистость карбонатов постепенно возрастает от анкерита до сидерита. В неизмененных породах в заметных количествах присутствует гематит.

Если для объяснения упомянутой зональности обратиться к приведенным диаграммам, то можно, по-видимому, представить несколько возможных причин образования отдельных ее фрагментов. В частности, наблюдаемые в березитах явления замещения гематита неизмененных пород магнетитом могут быть обусловлены как падением температуры (см. рис. 3), так и pH раствора (см. рис. 1). Развитие карбоната по магнетиту может быть связано с падением температуры, уменьшением pH раствора и увеличением активности углекислоты. Образованию пирита также способствует уменьшение температуры, pH и, естественно, увеличение активности серы. Падение железистости карбонатов может быть связано с увеличением активности серы и уменьшением при прочих равных условиях активности углекислоты. Если, однако, допустить в соответствии с теорией Д.С. Коржинского, что формирование всей метасоматической колонки по вертикали обусловлено взаимодействием вмещающих пород с единой порцией гидротермальных растворов, характеризующихся более или менее постоянным содержанием главнейших компонентов, то основной возможной причиной формирования упомянутой зональности можно, по-видимому, считать установленное с помощью методов термобарометрии наличие палеогеотермического градиента [3] и обусловленное этим обстоятельством изменение активностей серы и величины pH, что может вызвать вначале при относительно высоких значениях pH и низких серы замещение гематита магнетитом, а затем карбонатом и пиритом. Этой же причиной может быть обусловлено изменение железистости карбоната. Совершенно очевидно, что конкретное выражение такой зональности может быть связано как с величиной и интенсивностью палеогеотермических градиентов, так и с составом растворов, в особенности соотношениями в нем активностей серы и углекислоты, а также с составом исходных пород.

Приведенный материал позволяет сделать следующие выводы:

1. Проведенное минералого-петрографическое изучение окологильных березитов Дарасунского месторождения, залегающего в однородных по составу и строению гранитоидах и вскрытого до глубины около 1 км показало, что эти метасоматиты хотя и характеризуются близким на первый взгляд составом (кварц + мусковит + карбонат составляют около 90–95%), но вместе с тем отличаются целым рядом особенностей, позволяющих говорить о проявлении в них вертикальной зональности.

2. Установлено, что хлорит, входящий в состав внешних зон метасоматических колонок верхних горизонтов месторождения (до 250 м), частично

замещается в его более глубинной части эпидотом, в то время как во внутренних зонах колонок отмечается замещение пирита магнетитом, в результате чего его количество на глубине более 600 м составляет 5–10% и более. Кроме того, по мере увеличения глубины постепенно возрастает железистость карбонатов, входящих в состав внутренних зон березитов (анкерит до 250 м; пистомезит 250–600 м и сидерит более 600 м) и хлоритов, слагающих их внешние зоны ( $F = 28,75$ – $38,25$ ).

3. В результате проведенных термодинамических расчетов установлено, что отмеченные закономерности изменения минерального состава березитов по падению могут быть обусловлены изменением нескольких в различной степени взаимосвязанных параметров: температуры, кислотности-щелочности раствора, а также активности в нем серы, углекислоты и кислорода. Если, однако, представить рудное поле как единую гидротермальную систему, а метасоматиты как продукт одностадийного взаимодействия вмещающих пород с растворами, то основной причиной формирования наблюдаемой в них зональности следует, вероятно, признать наличие в этой системе значительного палеогеотермического градиента, обусловившего изменение активностей серы, углекислоты и pH, что, в свою очередь, вызвало замещение гематита магнетитом, а затем пиритом и карбонатом, а также изменение железистости последнего.

4. Не исключена возможность, что установленные закономерности вертикальной зональности получили то или иное развитие и выражение в метасоматитах иных низкотемпературных формаций, например в аргиллизитах, гумбентах и др.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Гаррелс Р.М., Крайст Ч.Л. Растворы, минералы, равновесия. М.: Мир, 1968.
2. Дроздовская А.А. Кислотно-щелочной режим водных растворов и способы его выражения при повышенных температурах. – Геохимия, 1979, № 5.
3. Ляхов Ю.В. Температурная зональность Дарасунского месторождения. – Геология руд. месторождений, 1975, № 2.
4. Мельник Ю.П. Термодинамические константы для анализа условий образования железных руд. Киев: Наук. думка, 1972.
5. Мельник Ю.П., Радчук В.В. Термодинамическая модель метаморфизма сидеритовых железистых кварцитов. – Геология руд. месторождений, 1977, № 5.
6. Наумов Г.Б., Рыженко Б.Н., Ходаковский И.Л. Справочник термодинамических величин. М.: Атомиздат, 1971.
7. Тимофеевский Д.А. Геология и минералогия Дарасунского золоторудного региона. М.: Недра, 1972.
8. Truesdell A.H. The advantage of using pH rather than Eh in redox equilibrium calculation. – Geochem. Soc. Educ. Comm., 1968, vol. 14, N 1.

В.Л. Русинов, В.С. Тихомиров

## НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВЕРТИКАЛЬНОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ В ПРОПИЛИТАХ

В большинстве охарактеризованных в литературе примеров зональности пропилитов отмечается смена фаций от глубоких зон к поверхностным, соответствующая понижающейся температуре. Впервые для пропилитов Д.С. Коржинский [11] выделил три температурные ступени: эпидот-актинолитовая, эпидот-хлоритовая и кальцит-хлоритовая. Впоследствии им же были предложены фации глубинности пропилитов: приповерхностная, субвулканическая и гипабиссальная [13]. Наибольшее минералогическое различие свойственно двум первым фациям. Переход эпидотовых пропилитов в безэпидотовые на близповерхностных горизонтах был описан в ряде регионов [16, 5, 22]. При этом фации пропилитов бывают разделены резкой границей, часто совпадающей с литологическими или стратиграфическими контактами. Сравнительно редки примеры смены этих фаций в пределах литологически однородных толщ. Большинство исследователей трактует подобную зональность как следствие градиента температуры и давления, т.е. аналогично зональности регионально метаморфизованных пород. Н.И. Наковник [16] выдвинул иное объяснение, основывающееся на часто наблюдаемой приуроченности фаций к разновременным толщам. Он полагал, что появление эпидота не связано с глубинностью, а определяется старением метасоматитов: в древних пропилитах эпидот должен присутствовать везде, даже в фациях, изначально бывших самыми приповерхностными, а в молодых образованиях вначале образуются безэпидотовые (цеолитовые, пренитовые, кальцит-альбитовые) ассоциации. Однако исследования как древних пропилитов, так и современных геотермальных полей показывают, что эпидот, как распространенный метасоматический минерал, появляется только с определенного уровня глубинности, по-видимому соответствующего приблизительно глубине 500–700 м [21, 26].

Другой вариант вертикальной зональности в метасоматитах, связанных с пропилитами, характерен для наиболее приповерхностных образований. Он характеризуется переходом пропилитов во вторичные кварциты с приближением к поверхности вследствие окисления сероводорода и образования ультракислых растворов. Примеры такой зональности описаны на Курильских островах [1]. Аналогичный случай, но с переходом пропилитов в аргиллизированные породы, представляют собой метасоматиты месторождения Тельки-Баня в Венгрии [27], рудопроявлений в Арманской вулканоструктуре на Северо-Востоке СССР [6]. Подстилающие пропилиты обычно относятся к хлорит-альбитовой фации, но местами содержат эпидот.

Оба эти варианта детально обсуждались в литературе и довольно хорошо известны геологам. Менее исследована зональность пропилитов, глубинная зона которых представлена биотитизированными породами. Обычно такие биотитизированные породы трактовались как контактовые роговики, а метасоматическую природу их впервые установил Ю.Н. Размахнин [18, 19], изучая оловянные месторождения Дальнего Востока. Впоследствии

выявилось широкое развитие подобных пород и в вулканогенных месторождениях благородных металлов [23, 8]. Геологическое положение и петрографические черты биотизированных пород на одном из таких месторождений были охарактеризованы [24] и состоят в следующем. Поле вулканитов ( $K_2-P_1$ ) подстилается терригенными породами складчатого фундамента ( $I-K_1$ ) и граничит с крупным интрузивным массивом гранитоидов. Вулканиты почти повсеместно пропилитизированы в эпидот-хлоритовой фации, местами в районах сгущения выходов субвулканических интрузивов проявлена актинолит-эпидотовая фация. Пропилиты прорезаны кварцеворудными жилами, которые окружены ореолом продуктов кислотного выщелачивания, наложенным на пропилиты и представленным кварц-серицитовыми породами. Вулканиты, субвулканические массивы и интрузивные гранитоиды комплементарны по составу и рассматриваются некоторыми авторами как комагматичные образования [15, 4], что позволяет отнести их к единой андезит-гранодиоритовой формации (рис. 1, табл. 1). Однако детальное изучение петрохимических и геохимических особенностей этих пород [25] позволило выявить некоторые отчетливые различия в трендах эволюции вулканогенных образований, с одной стороны, и интрузивных образований — с другой (см. табл. 1). Существенно, что магматическая деятельность продолжалась длительное время (свыше 30 млн. лет), начавшись проявлениями вулканизма и кончаясь интрузивной деятельностью. С вулканизмом связаны пропилитизация и образование кварцеворудных жил, с интрузивным магматизмом — возникновение скарновых и грейзеноподобных ассоциаций. В пропилитах располагаются линейные вытянутые зоны биотитизированных пород, в пределах которых заключены кварцевые жилы. Интенсивность биотитизации и мощность зон меньше в слабо эродированных тектонических блоках, больше — в глубоко эродированных. Терригенные породы складчатого фундамента подверглись биотитизации гораздо шире, чем вулканиты. В интрузивных породах признаков биотитизации и пропилитизации не обнаруживается вследствие их более молодого возраста. В экзоконтактах гранитоидного массива, однако, отмечается резкое усиление и расширение биотитизации. Оно сопровождается перекристаллизацией зеленовато-бурового биотита линейных зон с увеличением его железистости и титанистости. В контактовых ореолах биотит представлен красно-буровой разностью, типичной для контактовых роговиков. Процесс биотитизации на удалении от контакта характеризуется некоторым привносом магния, калия, местами — железа. Биотит в этих зонах ассоциирует с ортоклазом, иногда с актинолитом. По возрасту процесс биотитизации близок к пропилитизации. Это подтверждается замещением биотита серицитом в окологильных кварц-серицитовых породах. Таким образом, имеющиеся данные свидетельствуют о том, что биотитизация наиболее активно проявилась на глубоких горизонтах месторождения и затухает кверху, локализуясь в линейных зонах среди пропилитов. Несмотря на возрастную близость с пропилитизацией, наблюдаются признаки как будто бы наложения биотитизации на продукты этого процесса. Отмеченные черты могут быть объяснены поступлением растворов снизу, так что на нижних горизонтах, в основном в пределах складчатого фундамента, они производили биотитизацию, а выше, в вулканогенной толще — пропилитизацию эпидот-хлоритовой фации. По текто-

Таблица 1

Средние содержания химических элементов в магматогенных породах, слагающих Улский вулкано-плутон

Этап раз- вития структурь	Порода (число образцов)	Cu	Zn	Rb	Ni	Co	Cr	
		г/т						
Вулкано- генный	Покровы вулканитов анде- зит-дазитового состава	110	185	30	12	12	49	
	Субвулканические дайки гранодиорит-порфиров, (7)	44	71	16	8	6	45	
Интри- зивный	Монцо-диорит I фазы бекчи-улских гранитоидов (9)	149	123	21	14	20	45	
	Монцо-гранодиорит II фаза бекчи-улских гранитоидов (15)	52	62	15	8	7	4	
Завершаю- щие	Аплит III фаза бекчи-улских гранитоидов (4)	40	33	13	4	0,3	3	
	Лампрофировые дайки (2)	100	120	12	15	30	4	
	Дайки диабазов (2)	65	90	8	18	20	60	

П р и м е ч а н и е. Полуколичественный спектральный анализ выполнен в аналитической лаборатории Геохимической экспедиции Центрального геофизического треста, г. Александров, аналитик Г.И. Степанова; Li, Rb, Cs, Na, K — проанализированы в ЦАЛ ГЕОХИ АН ССР, аналитик Л. Банних; силикатные анализы выполнены в ЦАЛ ГЕОХИ АН ССР, аналитик О. Калинкина.

V	Mo	Ag	Sn	Ti	Zr	Ga	B	Li	Rb
г/т									
100	1,2	0,1	2	1100	70	1	21	31	98
57	0,7	0,08	1	771	70	7	6	22	113
96	2	0,1	3	1800	99	14	35	33	150
64	1	0,03	2	913	141	5	15	26	179
15	0,7	0,05	1	475	123	9	9	9	199
120	1,2	0,1	3	3000	100	20	15	15	45
100	0,6	0,04	2	1750	70	11	9	62	35

Таблица 1 (окончание)

Этап раз- вития структурь	Порода (число образцов)	Cs	Na	K	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	
		вес. %						
Вулкано- генный	Покровы вулканитов анде- зит-дазитового состава	10	2,09	2,25	61,98	0,70	17,40	
	Субвулканические дайки гранодиорит-порфиров, (7)	3	2,51	3,15	63,38	0,38	15,81	
Интри- зивный	Монцо-диорит I фазы бекчи-улских гранитоидов (9)	16	2,45	2,78	54,08	0,90	17,16	
	Монцо-гранодиорит II фаза бекчи-улских гранитоидов (15)	8	2,38	3,67	63,48	0,55	15,43	
Завершаю- щий	Аплит III фаза бекчи-улских гранитоидов (4)	8	1,91	4,74	76,60	0,14	12,34	
	Лампрофировые дайки (2)	8	2,01	1,17	47,50	1,33	19,30	
	Дайки диабазов (2)	6	2,72	1,50	48,95	1,29	16,95	

Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	H <sub>2</sub> O	CO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	K/Rb
вес. %								
2,45	3,16	0,18	1,54	4,26	1,55	0,22	0,27	229,6
1,86	2,70	0,10	1,58	3,54	1,59	1,25	0,21	278,8
3,81	4,61	0,20	3,95	6,85	0,78	0,08	0,35	185,3
2,64	2,47	0,10	1,84	3,92	0,56	0,04	0,19	205,0
0,53	0,53	0,02	0,18	0,93	0,40	0,08	0,04	238,2
5,39	6,04	0,19	4,34	9,89	0,97	0,35	0,91	260,0
4,80	5,70	0,20	4,90	4,87	4,18	1,19	0,52	428,6

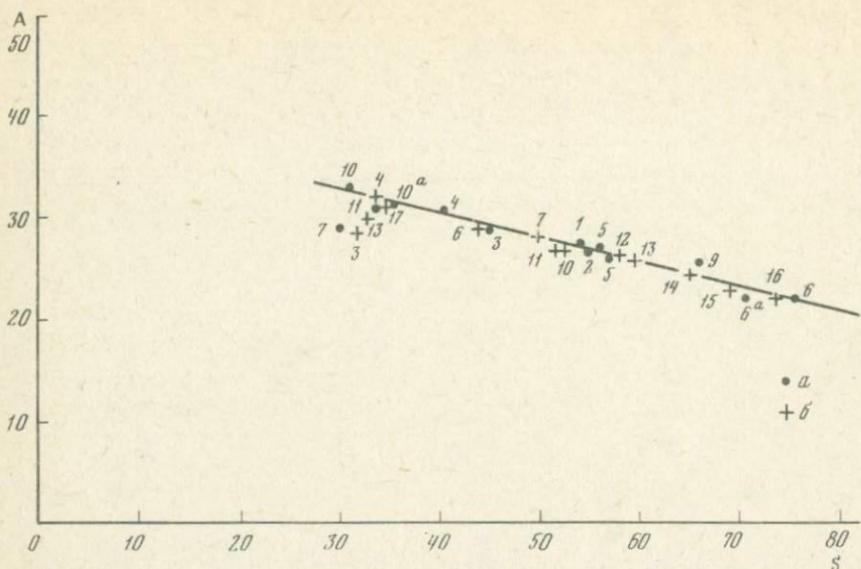


Рис. 1. Составы пород андезито-гранодиоритовой формации, слагающих Улский вулкано-плутон, и их аналогов, по Р. Дэли и В.А. Кутолину [14], в координатах А–С (в вес.%)  $A = Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O$ ,  $S = SiO_2 - (FeO) + MgO + TiO_2 + MnO$ , где  $(FeO) = 0,9Fe_2O_3 + FeO$

*a* — магматогенные породы, слагающие Улский вулкано-плутон: 1 — покровы вулкаников андезито-дацитового состава; 2—3 субвулканические дайки; 2 — гранодиориты, 3 — диоритовых порфиритов; 4 — монцодиориты; 5 — монцогранодиориты; 6 — аплиты; 6а — турмалиновые аплиты; 7 — диабазы; дайковая серия: 8 — гранодиорит-порфиры, 9 — гранит-порфиты, 10 — лампрофиры, 10а — трахибазальты, 11 — щелочные базальтоиды; *b* — аналоги пород, по Р. Дэли (1—16) и В.А. Кутолину (17—19): 3 — диабаз, 4 — габбро, 6 — диорит, 7 — андезит, 10 — кварцевый диорит, 11 — тонзлит; 12 — гранодиорит, 13 — дацит, 14 — гранит, 15 — липарит, 16 — аплит, 17 — базальт андезитовой формации, 19 — траппы молодых платформ

нически ослабленным зонам растворы проникали легче, с чем и связано "внедрение" биотитизированных пород в верхнюю зону — зону пропилитов. Тогда те и другие породы могут интерпретироваться как зоны единой вертикальной метасоматической зональности.

Приблизительно сходные черты характеризуют биотитизированные породы оловянных месторождений Приморья, по данным Ю.Н. Размакина, хотя там, возможно, имеют место иные временные соотношения между биотитизацией и интрузивным гранитоидным магматизмом. Различия в геологических деталях не вносят принципиальных отличий в характер рассматриваемого явления. Подобные же породы в аналогичной ситуации встречаются в целом ряде месторождений редких и благородных металлов. Детально они изучались в Комсомольском оловорудном районе [10, 3]. Главные петрографические особенности и некоторые черты геологического положения пропилитов и биотитов в Комсомольском районе изложены в цитированной литературе. Они дополняются приводимыми ниже геохимическими данными и геологическими наблюдениями.

В строении района принимают участие образования трех структурных этажей, разделенных резким угловым несогласием: нижнего, представ-

ленного сильно дислоцированными терригенно-осадочными толщами ( $J-K_1$ ); среднего, сложенного полого лежащими вулканитами ( $K_{1,2}$ ); верхнего – базальтов, имеющих субгоризонтальное залегание ( $P$ ). Породы нижнего и среднего этажей прорваны интрузивами. Некоторые авторы [17, 20, 9] пришли к выводу о комагматичности эфузивов амутской свиты ( $K_{2am}$ ), представленных порфиритами и их туфами, и Силинских гранитоидов, что подтверждается геохимическими данными [2]. Вулканизм сопровождался явлениями пропилитизации и метасоматической биотитизации, а внедрение интрузий силинского комплекса – образованием контактовых биотитовых роговиков.

Вулканогенные породы района подверглись послевулканической пропилитизации, причем наблюдается определенная вертикальная зональность в распространении минеральных ассоциаций пропилитов. Андезито-базальты верхнего структурного этажа изменены слабо и при низкой температуре. Развитие в них кальцита и цеолитов, образующих прожилки и заполняющих миндалины, свидетельствует о близости условий изменения пород к условиям цеолитовой фации. Покровы вулканитов среднего этажа подверглись более интенсивно и повсеместно проявленной региональной пропилитизации, которая выразилась в интенсивном изменении порфировых вкрапленников (хлоритизация и эпидотизация роговой обманки и пироксена, замещение плагиоклаза серицитом, карбонатом, альбитом) и в замещении основной массы порфириотов и их туфов хлоритом, эпидотом, карбонатом и рудным минералом. С глубиной усиливается интенсивность метасоматизма: закономерно увеличивается количество вторичных минералов вниз по разрезу. Преимущественно они развиты по пирокластическим породам, основная масса которых в нижних частях разреза сложена агрегатом минералов: хлорита, эпидота, кварца, рудного минерала. Горизонты порфириотов среди туфов всегда менее подвержены пропилитовым изменениям и локально сохраняют относительно свежий облик на удалении около 1 км от осей рудоконтролирующих структур, которые, вероятно, служили каналами проникновения пропилитизирующих растворов. Интенсивность пропилитовых изменений вулканитов андезитового состава возрастает с приближением к субвулканическим интрузиям и к интрузиям третьей фазы, где преобладают эпидот-хлорит-актинолитовые пропилиты, сменяющиеся в экзоконтактовых частях интрузивов биотитовыми роговиками.

Гидротермальные биотитизированные породы проявлены в нижнем и среднем структурном этажах. В среднем этаже они слагают внешние части рудных зон, пограничные с пропилитами. С внутренней стороны биотитизированные породы граничат с продуктами околоврудной серицитизации. Ширина рудных зон вместе с биотитизированными породами достигает 0,5 км. Биотит в виде рассеянных мелких чешуек развит по основной массе вулканитов вместе с хлоритом и местами содержится во вкрапленниках альбита. Более крупные чешуйки этого минерала образуют гнездообразные скопления. Характерной ассоциацией является актинолит + эпидот + биотит + кварц.

В нижнем структурном этаже биотитизация распространена несравненно шире, чем в среднем, охватывая практически весь объем терригенных пород в пределах рудного поля. Интенсивность биотитизации здесь тоже больше, что выражается в большем содержании биотита в породе. Это от-

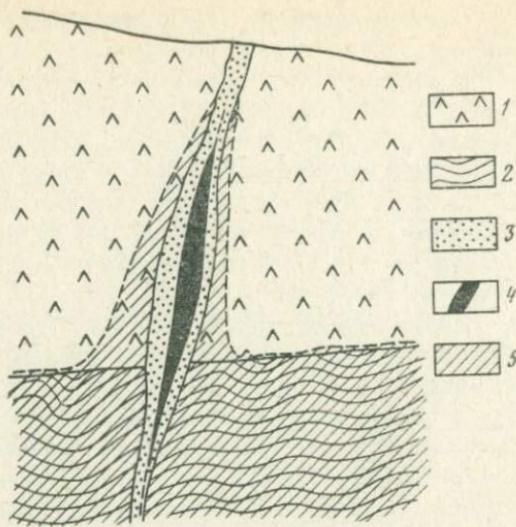


Рис. 2. Схема распространения биотитизированных пород в вертикальном разрезе

1 – покровы порфиритов и их туфов андезитового состава, пропилитизированных в эпидот-хлоритовой фации; 2 – терригенно-осадочные породы складчатого фундамента; 3 – ореол измененных околожильных пород кварц-серитового состава; 4 – рудное тело кварц-касситеритового состава; 5 – биотитизированные породы

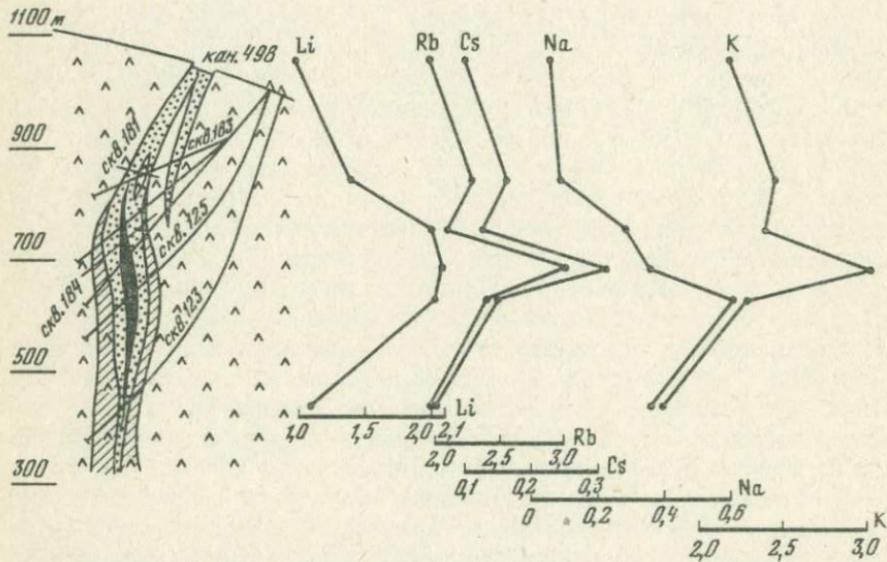


Рис. 3. Распределение щелочных элементов в околожильных метасоматитах одной из олововорудных зон Комсомольского района. Содержания Li, Rb, Cs –  $n \cdot 10^{-2}$  вес.%, K, Na – вес. %. Обозначения см. рис. 2

ражается в относительных вариациях содержаний щелочных элементов в породах (рис. 2, 3).

Снизу вверх в терригенных породах нижнего этажа закономерно увеличиваются содержания калия, рубидия, цезия и лития, тогда как содержание натрия уменьшается. Вариации этих величин определяются увеличением вверх содержания биотита, являющегося главным метасоматическим минералом, в котором концентрируются щелочи (кроме натрия), и уменьшением количества альбита, который замещается в том числе и биотитом. Эта тенденция видна на рис. 4, где показаны средние значения содержаний элементов. В выборки были включены данные по породам, не затронутымрудным или околоврудным процессом. В нижнем структурном этаже сюда попали биотитизированные породы, а в верхнем — пропилитизированные. Точки, соответствующие холдоминской свите, характеризуют туфы кварцевых порфиров, так что повышенные содержания щелочей в них обусловлены особенностями исходного состава вулканитов, а не гидротермальным изменением. Низкие содержания щелочей в андезитах амутской свиты также отражают состав магматических пород. Достаточно отчетливо проявлена противоположность в направленности вариаций натрия и остальных щелочей, в особенности калия. Показательны также вариации отношений щелочей в вертикальном разрезе. Снизу вверх закономерно возрастает отношение калия к натрию. В табл. 2 приведены данные по кварц-сернистым породам, в которых это отношение довольно точно отвечает такому же отношению в серните, как единственном минерале, содержащем щелочи. Приведенные данные позволяют говорить о закономерном нарастании относительной роли калия вверх по разрезу. Следует заметить, что цифра 0,6 для самого нижнего горизонта, по-видимому, занижена, так как в выборку были включены кварц-хлорит-сернистые породы, содержащие реликтовый альбит. Однако в целом закономерность проявлена довольно отчетливо.

Для терригенных пород (преимущественно кварцевые песчаники) характерны следующие биотитсодержащие ассоциации: биотит + мусковит + кварц, биотит + кварц. Биотит главным образом развит в цементе пород. Исходный состав последних благоприятен для образования биотита путем реакции мусковит + хлорит + кварц = биотит даже без существенного привноса магния и других компонентов. Вероятно, отчасти с этим связана значительно более широкая биотитизация терригенных толщ по сравнению с вулканитами.

Соотношения биотитизированных пород и пропилитов могут быть определены главным образом из геологических соображений. Первые слагают нижний этаж, подстилая пропилиты и образуя глубинную зону региональных метасоматитов. Вдоль круто падающих трещин они распространяются также и в средний структурный этаж. Создается впечатление, что такие зоны занимают секущее положение относительно пропилитов. Микроскопические наблюдения более ограничены. Наблюдаются случаи развития биотита по вкрашенникам, сложенным альбитом, а также по цветным минералам, что подтверждает несколько более позднее образование биотита по сравнению с пропилитовыми минералами. Однако биотитизация, по-видимому, была близка по времени к пропилитизации. Это можно заключить из следующих соображений. Как пропилитизация, так и последующий

Методика	Система	Индекс		
			Низк.-бров.-нив.	Отдел
Амурская	$K_2$ ат	550		
Халдаминская	$K_1$ , $hd$	500		
Нарсак	Падалин-ская	$J_3 - K_1$ , $pd$	2100	
	Силинская	$J_2 - J_3$ , $sl$	1100	
Бредни	Ульбинская	$J_1$ , $ub$	1100	
	Хурбинская	$J_1$ , $hr$	1300	
Нижний				

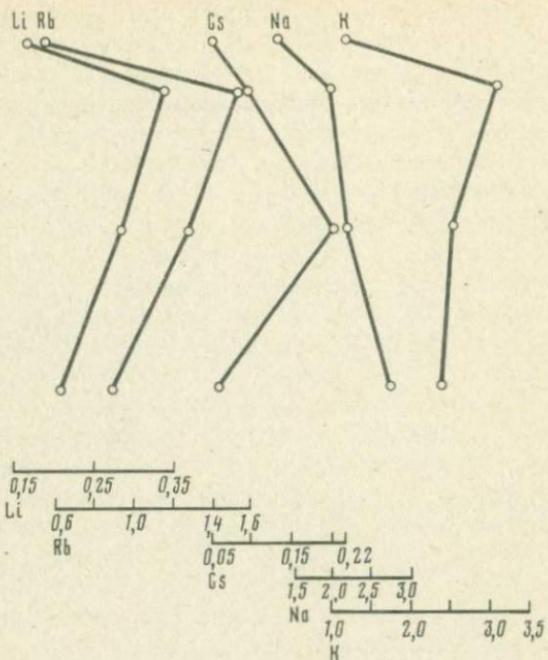


Рис. 4. Распределение щелочных элементов в толще пород, слагающих Мяо-Чанский оловорудный район. Содержания элементов в тех же единицах, что и на фиг. 3

процесс рудоотложения вместе с сопровождающей окологильной серицизацией генетически связаны с вулканическим процессом и по геологическому времени они близки друг к другу. Биотитизация же определенно предшествовала возникновению оклорудного серицита, о чем свидетельствует замещение серицитом биотита во внутренних частях рудных зон и детальное изучение соотношений между серицитизированными породами и биотитсодержащими песчаниками (рис. 5).

Толща биотитизированных песчаников, вскрытых в обнажении, рассечена сетью прожилков осветления, которые ориентированы приблизительно вдоль слоистости, хотя во многих случаях и пересекают границы слоев (рис. 6). Обнажение расположено за пределами рудных зон, так что процесс осветления связан с активностью растворов, проникших в породы далеко от подводящих каналов и, вероятно, несколько изменивших свой состав в силу взаимодействия с породами. Поведение щелочей в процессе осветления показано на рис. 6: содержания калия, рубидия и лития отчетливо возрастают, а натрия — убывают. Минералогическая зональность не менее отчетлива. Исходная порода (точки 1, 4, 7, 9 на рис. 5 и 6) сложена биотитом, мусковитом и кварцем с примесью слабо серицитизированного альбита. В зоне начинающегося осветления (точка 2) биотит замещается хлоритом и мусковитом, а альбит серицитизируется. Привнос калия в эту зону незначителен, вероятно, из-за развития хлорита по биотиту с освобождением

Таблица 2

Средние содержания щелочных элементов в породах, слагающих оловорудные минерализованные зоны, и в предрудных пропилитах Комсомольского района

Характеристика вмещающих пород	Элемент	Кварц-касситеритовая жила	Кварц-сернистые околожильные метасоматиты	Пропилиты Эп + Хл фации
Рудные тела, залегающие в порфиритах и их туфах андезитового состава	$n$	48	247	30
	Li	0,94	1,54	0,18
	Rb	0,49	2,33	0,60
	Cs	0,08	0,18	0,06
K <sub>2</sub> am	Na	0,12	0,25	1,45
	K	0,44	2,40	1,32
	K : Na	3,67	9,60	0,90
	K : Rb	89,8	103,0	220,0
	K : Cs	550,0	1333,3	2200,0
	Rb : Li	0,52	1,51	3,33
	K + Na	0,56	2,65	2,68
	K : (K + Na)	0,80	0,90	0,49
Рудные тела, залегающие в вулканитах кислого состава	$n$	33	57	
	Li	0,94	0,35	
	Rb	2,42	1,60	
K <sub>1</sub> hd	Cs	0,17	0,09	
	Na	0,63	2,08	
	K	4,39	3,17	
	K : Na	6,97	1,52	
	K : Rb	181,4	198,1	
	K : Cs	2582,4	3522,2	
	Rb : Li	2,58	4,57	
	K + Na	5,02	5,25	
	K : (K + Na)	0,88	0,60	
Рудные тела, залегающие в терригенно-осадочных породах	$n$	44	68	
	Li	0,57	0,29	
	Rb	1,73	1,30	
J <sub>2</sub> -3sl-(J <sub>3</sub> -K <sub>1</sub> )pd	Cs	0,09	0,21	
	Na	0,49	2,23	
	K	2,23	2,58	
	K : Na	4,55	1,16	
	K : Rb	128,9	198,5	
	K : Cs	2477,8	1228,6	
	Rb : Li	3,04	4,48	
	K + Na	2,72	4,81	
	K : (K + Na)	3,93	5,19	
Рудные тела, залегающие в терригенно-осадочных породах	$n$	66	102	
	Li	0,93	0,21	
	Rb	1,22	0,90	
J <sub>1</sub> hr-J <sub>2</sub> ub	Cs	0,10	0,06	
	Na	1,56	2,78	
	K	2,37	2,41	
	K : Na	1,52	0,87	
	K : Rb	194,3	267,8	
	K : Cs	2370,0	4016,7	
	Rb : Li	1,31	4,29	
	K + Na	3,93	5,19	
	K : (K + Na)	0,60	0,46	

П р и м е ч а н и е. Содержания Li, Rb, Cs =  $n \times 10^{-2}$  вес.%; K, Na – вес. %, n – количество проб в выборке.

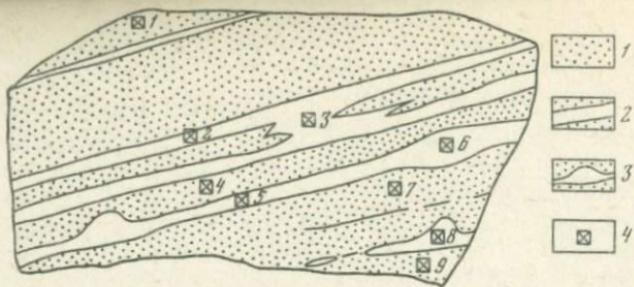


Рис. 5. Биотитизированный песчаник с зонами осветления

1 – биотитизированный песчаник (биотит+мусковит+кварц); 2 – зоны осветления (хлорит+мусковит+кварц) среди биотитизированных пород; 3 – раздувы в зонах осветления, сложенные ассоциацией хлорит+мусковит+кварц+калиевый полевой шпат+пирит; 4 – место и номера проб

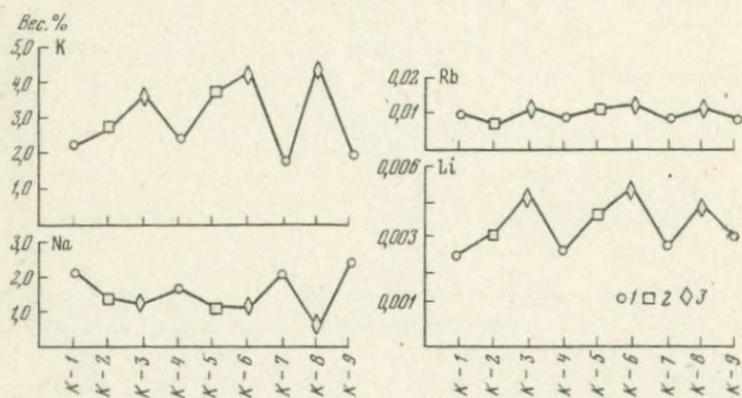


Рис. 6. Распределение щелочных элементов в биотитизированных песчаниках и в зонах осветления в них

1 – биотитизированный песчаник; 2 – зоны осветления; 3 – раздувы в зонах осветления. Номера точек и состав измененных пород те же, что и на фиг. 5

ем части калия. Хлорит, по-видимому, железисто-магнезиальный (по оптическим свойствам близок к делесциту), и при замещении биотита происходит вынос железа, а возможно, отчасти и магния. Содержание натрия уменьшается из-за серицитизации альбита. Состав зоны: хлорит + мусковит + кварц+остатки альбита. Во внутренней части зоны осветления количество хлорита убывает, и он изменяет свой состав до пеннина, количество мусковита возрастает, появляется карбонат (анкерит) и густо рассеянные кристаллы сфена.

В пределах рудных зон происходит более интенсивное кислотное выщелачивание, приводящее в конечном счете к возникновению биминеральных кварц-серицитовых пород. Химические изменения в породах при этом характеризуются сравнением анализов табл. 2. Высокое содержание калия в кварц-серицитовых породах связано с обилием в них серицита. Здесь же показано, как изменяется состав пропилитов при наложении на них биотитизации в среднем структурном ярусе.

Таблица 3

## Химический состав метасоматических пород

Компоненты	Вес. %				
	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	59,60	52,65	57,51	68,60	71,09
TiO <sub>2</sub>	0,80	0,53	0,89	0,66	0,40
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,70	15,21	16,98	13,30	15,10
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,28	2,65	1,53	2,35	1,35
FeO	4,59	8,47	5,89	3,62	0,86
MnO	0,32	0,44	0,14	0,10	0,06
MgO	2,85	3,83	1,82	2,48	0,55
CaO	6,61	2,47	0,81	2,75	1,60
Na <sub>2</sub> O	1,79	0,73	0,28	2,02	0,12
K <sub>2</sub> O	2,51	3,95	3,60	2,18	2,40
П.п.п.	0,32	8,56	2,39	1,76	5,51
H <sub>2</sub> O	1,84	2,02	3,18	0,11	0,68
Сумма	100,01	101,61	101,02	99,93	99,72

П р и м е ч а н и е. 1 — пропилитизированный андезит, 2 — метасоматическая эпидот-актинолит-биотитовая порода, 3 — кварц-серицитовая порода по вулканиту, 4 — биотитизированный песчаник, 5 — кварц-серицитовая порода по песчанику.

При сравнении содержаний щелочей из разных типов метасоматитов выявилось, что сумма калия и натрия в процессе оклорудной серицитизации пропилитов остается примерно постоянной. Вероятно, вынос щелочей при серицитизации альбита компенсируется привносом калия при замещении хлорита серицитом (или мусковитом). В нижнем этаже, однако, при серицитизации биотитизированных песчаников происходит уменьшением суммы щелочей, что обусловлено, очевидно, большей степенью окварцевания пород в зонах серицитизации. О более интенсивном окварцевании свидетельствуют повышенные содержания кремнезема в возникающих кварц-серицитовых породах (табл. 3).

Таким образом, приведенные выше соотношения, иллюстрирующие наложение оклорудной серицитизации на биотитизированные породы, позволяют рассматривать биотитизацию как процесс дорудный, аналогичный в этом смысле пропилитизации, и близкий к ней по времени.

Сопоставление геолого-петрографических особенностей пропилитов и биотитизированных пород, их соотношений на различных месторождениях позволяет рассматривать последние как наиболее глубинную фацию пропилитов, возникающую в определенных геологических условиях. Все рассмотренные примеры приурочены к так называемым наложенным вулканическим поясам, образовавшимся в зонах тектономагматической активации. Для них характерна постоянная и длительная магматическая и гидротермальная активность в региональном масштабе, сближенность пространственно и во времени интрузивного магматизма и вулканизма (возникновение вулкано-плутонических формаций). Гидротермальные явления включают широкий спектр процессов, от низкотемпературных до гранитизации.

В отличие от этих примеров в областях, характеризующихся орогенным этапом геосинклинального развития, гидротермальные процессы имеют иной характер. Главная масса их связана с гипабиссальными интрузиями гранитоидного состава, которые по времени становления оторваны от вмещающих вулканогенных толщ. С постмагматической деятельностью этих массивов связаны явления скарнирования, гидротермального оруднения и др. Для подобных условий зона биотитизации в пропилитах нехарактерна. Примеры пропилитов такого рода и зональность в них описаны в районе Кураминского хребта [7]. Вулканизм в этих районах сопровождался пропилитизацией "обычного" типа (альбит-хлоритовой и эпидот-хлоритовой фаций).

Пропилитизация наложена на эфузивы верхнепалеозойского комплекса и на прорывающие их гипабиссальные интрузии гранитоидов. Внедрение гранитоидов сопровождалось гидротермальными явлениями магматической стадии, ороговикованием, скарнообразованием. Пропилитизация наложена на все эти высокотемпературные метасоматиты. Причем характер пропилитовых ассоциаций в интрузиях одинаков с таковым во вмещающих эфузивах. Таким образом, здесь пропилитизация была значительно оторвана от собственно вулканического процесса.

В результате механизма образования зональности в пропилитах по схеме (снизу вверх) – биотитовая зона, эпидот-хлоритовая (включая и эпидот-актинолитовую) зона, альбит-хлоритовая зона – представляется в следующем виде. Поднимающиеся растворы имели сравнительно щелочной характер и были довольно горячими. Они поднимались с больших глубин и параллельно, в тех же участках земной коры, по-видимому, происходило формирование магматических очагов, так что в известном смысле эти растворы могут рассматриваться как одно из проявлений трансмагматических флюидов в понимании Д.С. Коржинского в малоглубинных условиях. Источник повышенного содержания магния в растворах достаточно неопределенен. Можно лишь предполагать, что он мог быть вынесен из участка гранитизации более основных пород на глубоких горизонтах. Эти растворы вызывали железо-магнезиальный метасоматизм вмещающих пород – биотитизацию. При переходе из складчатого фундамента в верхний структурный этаж полого лежащих вулканитов растворы попадали в зону, резко отличную по гидродинамическим свойствам и насыщенности подземными водами. Здесь они сильно разбавлялись водозными водами, что привело к падению температуры и раскислению. Водозные воды, в свою очередь, нагревались и в результате взаимодействия возникшего смешанного раствора с вулканогенными породами происходила пропилитизация последних. Местная циркуляция вод в районах внедрения в толщу некков, субвулканических даек и штоков вызывала локальную интенсификацию процесса пропилитизации с переотложением вещества (образование зон эпидозитов), а также появление более высокотемпературной эпидот-актинолитовой фации. Длительность описываемого процесса привела к тому, что по каналам глубинной циркуляции продолжался подъем высокотемпературных гидротерм, которые проникали по разломам в верхний структурный этаж, где производили биотитизацию пропилитов, прилежащих к разломам. На удалении от зон растворы теряли свою специфику и агрессивность в силу взаимодействия с породами и разбавления смешанными ("пропили-

товыми") растворами. Впоследствии те же каналы использовались кислыми растворами, образовавшими кварцеворудные жилы и околожильные кварц-серицитовые метасоматиты.

Изложенные представления о вертикальной зональности в пропилитах и ее интерпретация отличаются от принятых взглядов. По мнению Д.С. Коржинского и В.А. Жарикова [12, 7], пропилиты образуются в стадию нарастающей кислотности гидротермального процесса. Исследованный же вариант предполагает возникновение их в связи с растворами ранней щелочной стадии. В предложенном объяснении мы попытались показать возможную роль геологической и гидродинамической обстановки в механизме формирования пропилитов и в вариациях характера вертикальной зональности в них.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Аверьянов И.П. О серусодержащих разновидностях пропилитизированных пород на о. Парамушир (Курильские острова). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1964, № 2.
2. Барсуков В.Л. Основные черты геохимии олова. М.: Наука, 1974.
3. Барсуков В.Л., Тихомиров В.С., Волосов А.Г. Эндогенные ореолы щелочных элементов как индикаторы оловянного оруденения. — Геохимия, 1976, № 8.
4. Барсуков В.Л., Тихомиров В.С., Маркова Л.Л. Формирование золотого оруденения в связи с развитием вулкано-плутонического магматизма. Тез. совещ. "Вулканизм и формирование полезных ископаемых". Тбилиси, 1980.
5. Власов Г.М., Василевский М.М. Гидротермально-измененные породы Центральной Камчатки, их рудоносность и закономерности пространственного размещения. М.: Недра, 1964.
6. Еремин Р.А. Гидротермальный метаморфизм и оруденение Арманской вулкано-структурой. Новосибирск: Наука, 1974.
7. Жариков В.А. Геология и метасоматические явления скарново-полиметаллических месторождений Западного Карамазара. — Тр. ИГЕМ АН СССР, 1959, вып. 14.
8. Зиньков А.В. О поисковом значении биотитизации на одном из месторождений Нижнего Приамурья. — В кн.: Геология, магматизм и рудогенез зоны перехода от континента к океану. Владивосток, 1978.
9. Изюх Э.П., Кунаев И.В., Неговская Г.И. Интрузивные серии северного Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья, их рудоносность и происхождение. М.: Недра, 1967.
10. Кокорин А.М., Коростелев П.Г., Гоневчук В.Г. и др. Метаморфизм пород и некоторые особенности локализации оруденения Комсомольского района. — В кн.: Металлогенesis Востока СССР. Владивосток, 1976.
11. Коржинский Д.С. Петрология Туринских скарновых месторождений меди. — Тр. ИГН АН СССР, 1948, вып. 68.
12. Коржинский Д.С. Очерк метасоматических процессов. — В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: Изд-во АН СССР, 1955.
13. Коржинский Д.С. Зависимость метаморфизма от глубинности в вулканических формациях. — Тр. Лаб. вулканологии АН СССР, 1961, вып. 19.
14. Кутолин В.А. Статистическое изучение химизма базальтов. М.: Наука, 1969.
15. Михайлова М.С. Взаимоотношения процессов контактового метаморфизма, пропилитизации и оруденения на рудном поле одного из серебряно-золотого месторождений Сахалинского залива. — Тр. ЦНИГРИ, 1968, вып. 79.
16. Наковник Н.И. Вертикальная зональность продуктов постмагматического метасоматизма и место в ней формаций вторичных кварцитов и пропилитов. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1963, сер. 2, ч. 92, вып. 4.
17. Радкевич Е.А., Коростелев П.Г., Кокорин А.М. и др. Минерализованные зоны Комсомольского района. М.: Наука, 1967.
18. Размахин Ю.Н. О домагматическом прогрессивном этапе метаморфизма (на примере Приморья). — В кн.: Основные проблемы металлогенеза Тихоокеанского рудного пояса. Владивосток: Наука, 1971.
19. Размахин Ю.Н., Размахина Э.М. Систематика, зональность и металлогеническое

- значение метасоматитов оловоносных полей Сихотэ-Алиня. – Геология руд. месторождений, 1973, 15, № 1.
- 20. Руб М.Г., Онихимовский В.В., Бакулин Ю.И. и др. Гранитоиды Мяо-Чанского района и связанные с ними постмагматические образования. М.: Изд-во АН СССР, 1962.
  - 21. Русинов В.Л. О находках пренита и кластическом характере эпидота в породах некоторых областей современного гидротермального метаморфизма. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 2.
  - 22. Русинов В.Л. Геологические и физико-химические закономерности пропилитизации. М.: Наука, 1972.
  - 23. Русинов В.Л. Процессы железо-магнезиального и калиевого метасоматизма в вулканических поясах на Востоке СССР. – Докл. АН СССР, 236, № 2, 1977.
  - 24. Русинов В.Л., Зиньков А.В., Бороденков А.Г. Железо-магнезиально-калиевый метасоматизм в некоторых рудных месторождениях. – В кн.: Проблемы физико-химической петрологии. М.: Наука, 1979, т. 2.
  - 25. Тихомиров В.С. Петролого-геохимические особенности Улского вулкано-плутония. – Геохимия, 1981, № 3.
  - 26. Штайнер А. Эпидот в скважинах геотермального поля Вайракей. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 10.
  - 27. Szeki-Fux V. Vertical zoning of clay minerals accompanying a hydrothermal mineralization – Acta Geologica Hung., 1965, vol. 9, N 3–4.

УДК 553.262:551.311.7

*В.И. Гугушвили*

## АНАЛИЗ ЗОНАЛЬНОСТИ ПРОПИЛИТОВ В ТОЛЕИТОВЫХ, ЩЕЛОЧНО-БАЗАЛЬТОВЫХ И АНДЕЗИТОВЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ СЕРИЯХ

Пропилиты это – метасоматиты, имеющие региональное распространение, развиты как в толеитовых и щелочно-базальтовых вулканических сериях, которые являются индикаторами рифтогенных геодинамических обстановок, так и в известково-щелочных сериях андезитового состава – индикаторов островодужных геодинамических режимов и обстановок континентальных окраин андийского типа. Однако, несмотря на региональное развитие пропилитизации, изменение пород отнюдь не равномерно. Вместе с почти полностью измененными породами имеются слабо пропилитизированные участки и целики пород, совершенно неподверженные процессу изменения. Интенсивность процесса контролируется структурным и литологическим факторами: более раздробленные и более проницаемые по структуре породы изменены более интенсивно. Характерна значительная миграция основных петрогенных элементов, что дает возможность рассматривать пропилитизацию как метасоматический процесс. В отличие от региональных метаморфитов зеленосланцевой фации, которые по минеральному составу сопоставимы с пропилитами, последние характеризуются полным отсутствием какого-либо намека на сланцевую текстуру.

Так выражена в общих чертах пропилитизация как в толеитовых и щелочно-базальтовых, так и в андезитовых вулканических сериях, однако регионально развитые пропилиты в толеитовых и щелочных базальтах отличаются от пропилитов андезитовых серий именно характером зональности.

В толеитовых и щелочно-базальтовых рифтогенных толщах пропилиты проявляют хорошо выраженную зональность в региональном масштабе, тогда как в андезитовых островодужных вулканических сериях аналогичная зональность пропилитизации имеет лишь локальный характер и развита исключительно в приконтактовых ореолах интрузивных тел.

Сказанное выше рассмотрим на примерах. Наиболее полная информация имеется по толеитовым, щелочно-базальтовым и андезитовым сериям Аджаро-Триалетской складчатой зоны (Малый Кавказ).

Аджаро-Триалетская складчатая зона зародилась в позднем мелу на Малокавказском сиалическом блоке и в виде известково-щелочного вулканического пояса, представленного гомодромно-дифференцированной серией пород базальт-андезит-дацит-риолитового ряда. В среднем эоцене западная и центральная части зоны претерпели рифтинг, что выразилось в формировании мощных толеитовых и щелочно-базальтовых толщ, по петрографическим и геохимическим индикаторам аналогичных пород современных внутридуговых бассейнов – Соломоновых островов, Новых Гебрид, Северного Фиджи [3, 7].

Однако к концу среднего эоцена произошло закрытие рифта, что выразилось в проявлении поздне-среднезоценовой орофазы, с верхнего эоцена известково-щелочная андезит-шошонитовая вулканическая деятельность знаменует отмирания рифта и продолжение островодужного режима развития зоны [2].

Как уже отмечалось, вертикальная метасоматическая зональность пропилитизации проявилась в толеитовых и щелочно-базальтовых среднезоценовых вулканических сериях в западной и центральной Аджаро-Триалетии. Здесь наблюдается следующая последовательность зон: наиболее высокотемпературные, одновременно и глубинные зоны представлены актинолитовой, эпидот-хлоритовой фациями, они формировались глубже 3 км; промежуточная зона состоит из хлорит-альбитовой фации и формируется на глубине 3–1 км; приповерхностная зона состоит из цеолитовой фации и начинает формироваться в приповерхностных условиях не глубже 1 км. Следует отметить, что взаимоперходы между зонами не всегда четкие, на границах зон минералы более низкотемпературной фации как бы телескопируют высокотемпературные, что, по-видимому, связано с постепенным остыванием раствора и регрессией процесса во времени.

Последовательность зон пропилитов отражена на геологических профилях и литологических колонках (рис. 1–5).

Наиболее высокотемпературная зона представлена следующими типоморфными парагенезисами: I – *акт-эп-цо-кв-пт*<sup>\*</sup>, II – *акт-эп-хл-кв-пт*, III – *акт-эп-аб-кв-кц-пт*, IV – *эп-цо-хл-аб-кв-пт*, V – *эп-цо-кв-пт*, VI – *пр-эп-кв-аб-пт*, VII – *пр-хл-пт*, VIII – *ка-кв-пт*<sup>1</sup>. Актинолит, эпидот и цоизит замещают как фемические минералы, так и полевые шпаты и основную массу. Хлорит развит по основной массе и

<sup>\*</sup> В статье принятые следующие сокращения минералов: *аб* – альбит, *ад* – адзулляр, *акт* – актинолит, *ан* – анальцим, *ап* – апофиллит, *ге* – гейландит, *гср* – гидрослюдя, *дес* – десмин, *ка* – карбонат, *каол* – каолинит, *кв* – кварц, *клт* – клиноптиолит, *кц* – кальцит, *кцо* – клиноцоизит, *бл* – блеонгартит, *лом* – ломонит, *мён* – монтмориллонит, *мор* – морденит, *нат* – натролит, *пр* – пренит, *пт* – пирит, *сер* – серицит, *скц* – сколецит, *стб* – стильбит, *том* – томсонит, *х* – халцедон, *це* – цеолит, *эп* – эпидот, *эр* – эрионит.

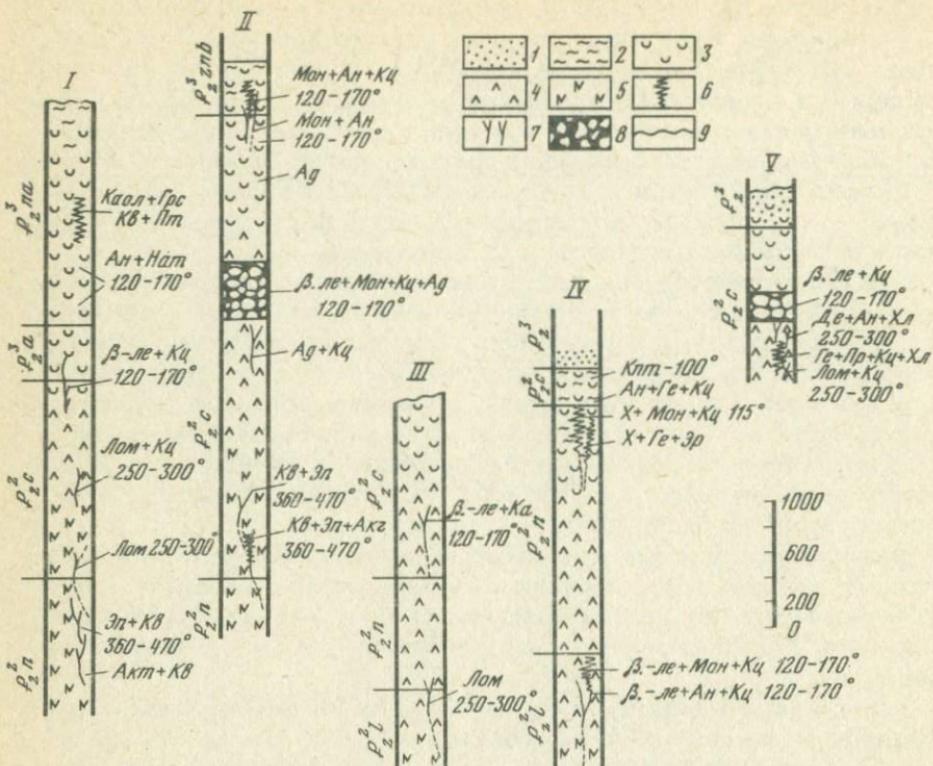


Рис. 1. Колонки, иллюстрирующие зональность пропилитов в палеогеновой вулканической толще: I – по ущелью рек Нагваревисцкали, Аджарисцкали и Схалта, II по ущелью р. Губазеули, III – по ущелью р. Кершавета, IV – по ущелью р. Цинубани, V – по ущелью р. Куры (окрестности Аспиндза)

I – терригенные осадки; 2 – гидротермальные аргиллизиты; 3 – цеолитовые пропилиты; 4 – хлорит-альбитовые пропилиты; 5 – эпидот-хлоритовые и актинолитовые пропилиты; 6 – зоны дробления; 7 – гидротермальные жилы; 8 – шаровые лавы; 9 – линия размыва.  $P_2^3$  – средний эоцен, ликанская свита (туфы и лавы оливиновых, пироксен-роговообманковых и роговообманковых базальтов),  $P_2^3 n$  – средний эоцен, нагваревская свита (щелочные базальты, трахиандезиты и деллениты),  $P_2^3 c$  – средний эоцен, чидильская свита (лавы и лавобрекчи и массивные туфобрекции щелочных базальтов – северная зона крупнообломочных брекчий и псевфитовые туфы толеитового состава – центральная зона),  $P_2^3 a$  – верхний эоцен, здигенская свита (псаммитовые и псевфитовые туфы роговообманкового андезитового и трахиандезитового состава, с подчиненным участием лав и туфобрекций),  $P_2^3 pa$  – верхний эоцен нададигенская свита (туфы и туфобрекции роговообманковых и субщелочных андезитов),  $P_2^3 zab$  – верхний эоцен, зенобанская свита (туфы и туфобрекции трахитового, трахиандезитового и трахибазальтового состава),  $P_2^3$  – верхний эоцен, терригенные осадки

фемическим минералам – оливину, пироксену, амфиболам, биотиту. Пренит формируется преимущественно по полевым шпатам. Пренитизация начинает превалировать в верхней части высокотемпературной зоны. С возрастанием роли пренита постепенно уменьшаются количества эпидота, цоизита, а также кварца. Когда пренит начинает резко преобладать, последний вовсе исчезает. Следует отметить, что на участках, где туфы и туфобрекции чередуются с известняками, в пропилитизированных породах эпидот и цоизит вытесняются карбонатом, который вместе с кварцем

и пиритом образует типоморфный парагенезис *ка-кв-пт*, и кварц в этой ассоциации всегда высокотемпературен — порядка 370°С. Формирование высокотемпературной зоны пропилитов по эпидотовому термометру, а также по гомогенизации и декрепитации газово-жидких включений в кварце происходит при температурах 450–360°С.

Следующая по глубинности зона в ряду вертикальной зональности хлорит-альбитовая. Переход от более глубинной эпидот-хлоритовой зоны в хлорит-альбитовую постепенный. Постепенно уменьшается количество эпидота за счет хлорита; исчезает кварц. Иногда переход в хлорит-альбитовую зону от более высокотемпературной совершается через промежуточную интенсивную пренитизацию по плагиоклазу. В таких случаях эпидот постепенно вытесняется пренитом и исчезает кварц, выше пренит полностью вытесняется хлоритом и альбитом. Хлорит-альбитовая зона характеризуется мощностью 1,5–2 км и довольно выдержаным парагенезисом: I—*хл-аб-пт*, реже встречаются парагенезисы II—*хл-аб-ка-пт*, III—*хл-аб-сер-пт* и IV—*хл-аб-сер-ка-пт*. Карбонаты и серицит в хлорит-альбитовой зоне играют резко подчиненную роль. При фоновой (региональной) хлорит-альбитовой пропилитизации, даже в случае наиболее полного изменения породы, всегда сохраняется первичная порфировая структура. Полевошпатовые минералы в интенсивно пропилитизированных разновидностях полностью альбитизированы. Фемические минералы и основная масса замещены хлоритом. Встречаются пропилитизированные породы, где плагиоклаз одновременно альбитизирован, а хлоритизированный фемический минерал замещается также и карбонатом. Карбонатизация часто характерна и для основной массы.

Последняя зона в ряду вертикальной зональности — цеолитовая. Она состоит из двух фаций: собственно цеолитовой и хлорит-карбонатовой — "трансильванской", по Д.С. Коржинскому [9]. Последняя характеризуется свежими фенокристаллами плагиоклаза и интенсивно хлоритизированной и карбонатизированной основной массой. Если в глубинных и промежуточных зонах фоновой пропилитизации сохраняется первичная порфировая структура пород, то на наиболее измененных участках цеолитовой зоны таковая отсутствует. Полностью цеолитизированный плагиоклаз сливается с цеолитизированной основной массой. Неизмененными остаются лишь фемические минералы (роговая обманка и авгит). В цеолитовой зоне на некоторых участках наблюдается чередование цеолитизированных пород с породами, подверженными хлорит-карбонатовому замещению.

Следует отметить, что цеолитовая зона пропилитов по сравнению с промежуточной хлорит-альбитовой и глубинной актинолитовой и эпидот-хлоритовой имеет менее зеленокаменный облик. Дело в том, что хлорит, придающий породам зеленую окраску, здесь играет второстепенную роль и вытесняется гидрослюдами. В верхах цеолитовой зоны начинают преобладать минералы глин и возрастают содержания каолинита, монтмориллонита и гидрослюд. Важно подчеркнуть, что переход от хлорит-альбитовой зоны в цеолитовую также постепенный. На границе этих зон развиты породы с альбитизированными фенокристаллами полевых шпатов и цеолитизированной — замещенной ломонитом и томсонитом — основной массой. Для цеолитовой зоны характерны следующие типоморфные па-

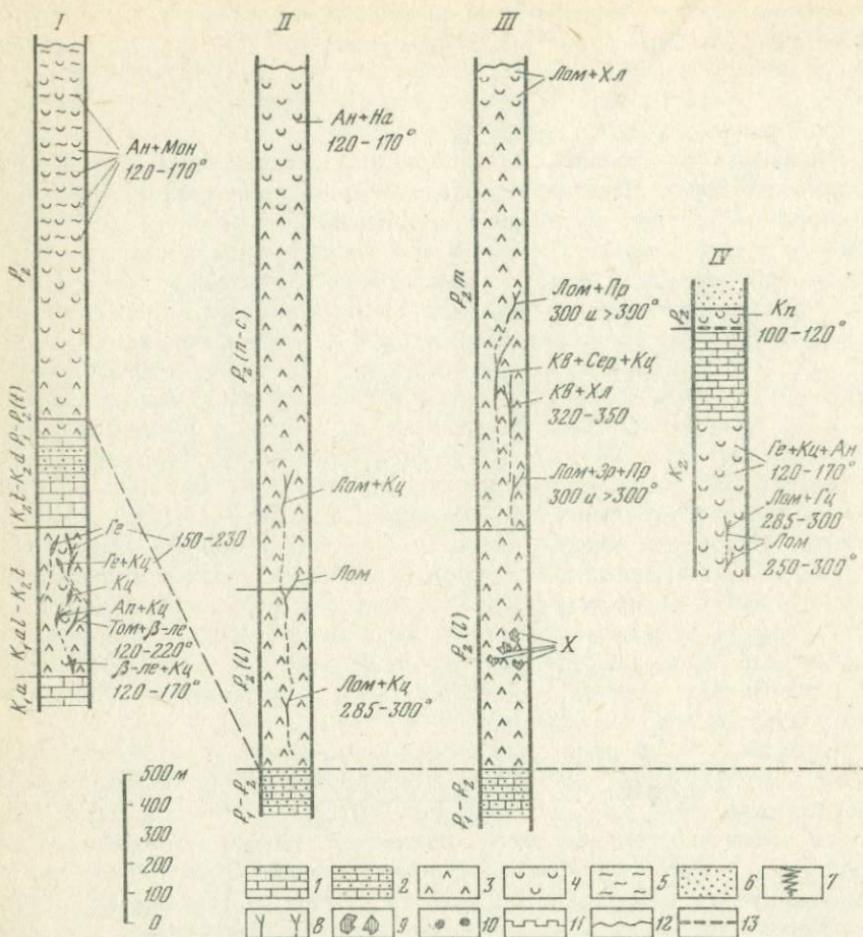
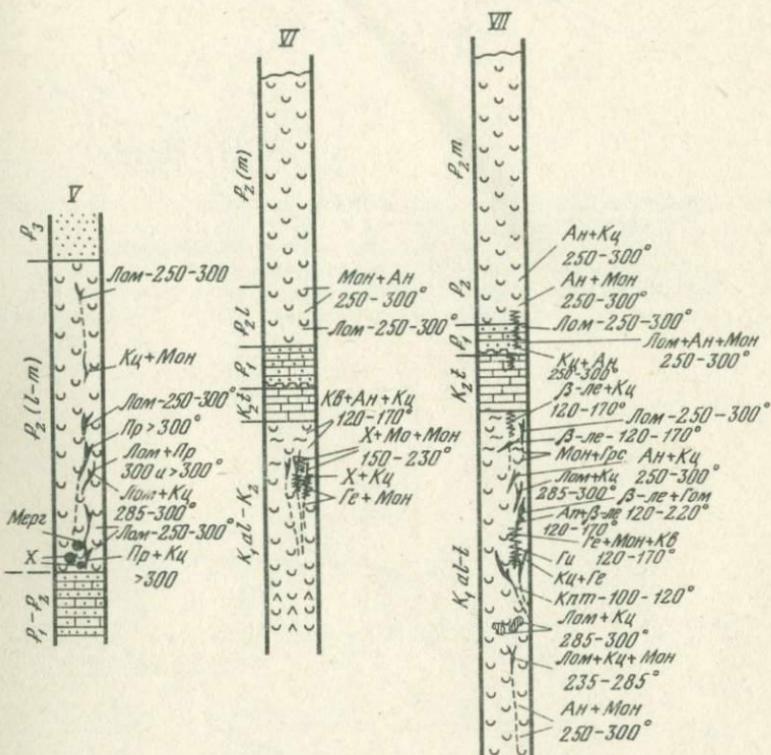


Рис. 2. Колонки, иллюстрирующие зональность пропилитов и распределение пропилиловых фаций в меловых и палеогеновых вулканических толщах.

I – разрез по ущелью р. Зварула, II – разрез по ущелью р. Курь в Боржомском районе, III – разрез по ущелью р. Сарван от г. Иурис-Кеди до с. Арджеван-Саарван и по ущелью р. Хачков, IV – разрез по ущелью р. Хведуретисцкали, V – разрез по ущелью рек Дрис-хеви и Тана, VI – разрез по ущелью р. Тедзами в окрестностях Чхопиани, VII – разрез в ущелье р. Тедзами в окрестностях Рконского монастыря и в ущелье р. Шавцкала; I – известник, 2 – карбонатный флиш, 3 – пропилиты хлорит-альбитовой фации, 4 – пропилиты щелочитовой фации, 5 – аргиллизиты, 6 – терригенные осадки, 7 – зоны дробления, 8 – гидротермальные жилы, 9 – вулканокласты, 10 – галька, 11 – разлом, 12 – размыв, 13 –

генезисы: I – лом – том – грс – хл – пт, II – лом – грс – ку – пт, III – лом – нат – грс – пт, IV – лом – скц – хл – грс – пт, V – ан – нат – пт, VI – ад – лом – хл – пт, VII – нат – лом – ан – ад – грс – пт, VIII – ан – стб – том – ку – хл – пт, IX – ге – мо – хл – пт, X – том – лом – х – пт, XI – ан – ге – ку – пт, XII – кпт – мон – пт.

Таков характер зональности фоновой пропилитизации в рифтогенной толеитовой и щелочно-базальтовой толще Аджаро-Триалетской складчатой



трансгрессивное залегание;  $K_1 al$  – альб – известняковая толща,  $K_1 al-t$  – альб–нижний турон, вулканогенная свита – базальт-андезит-риолитового состава;  $K_2 t$  – верхний турон-даний – известняковая толща.  $P_1 - P_2$  – палеоцен–нижний эоцен–карбонатный флиш. Чередование известняковых глин, песчаников, мергелей, известняков.  $P_2 l$  – средний эоцен, ликанская свита – роговообманные и пироксен-роговообманные базальтовые туфы и туфобрекции.  $P_2^1$  ( $p + c$ ) – средний эоцен, Нагваревская (квадышевская) и Чидильская свита. Первая – дифференцированная серия пород от базальтов до дацитов (делленитов), вторая – массивные базальтовые туфобрекции.  $P_2 m$  – средний эоцен – массивные андезитовые туфобрекции.  $P_2^3$  – средний эоцен, слоистые андезитовые туфы.  $P_2^3$  – верхний эоцен, песчаники

зоны. Что касается андезитовых островодужных (палеогеновой и меловой) вулканических серий (см. рис. 5), здесь фоновая пропилитизация представлена только цеолитовой фацией. Слабая альбитизация в низах толщи на фоне интенсивной цеолитизации не может рассматриваться как зональность. Однако и в андезитовых толщах встречаются локальные участки с высокотемпературными эпидот-хлоритовыми и актинолитовыми фациями.

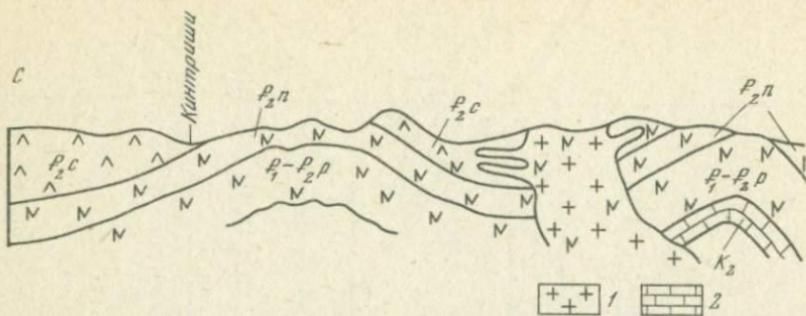


Рис. 3. Геологический профиль по ущельям рек Кинтриши, Нагваревисцкали, Аджарисцкали (западная Аджаро-Триадетия)

1 – субвулканическое тело Хино (толеитовый базальт), 2 – известняки, K<sub>2</sub> – верхний мел-известняки, P<sub>1</sub> – P<sub>2</sub> p – средний эоцен, перангская свита (лавы и лавовые брекчики пироксен-рогообманковых и оливиновых базальтов), P<sub>2</sub> n – средний эоцен нагваревская свита (щелочные базальты-трахиандезиты-деллениты), P<sub>2</sub> c – средний эоцен,

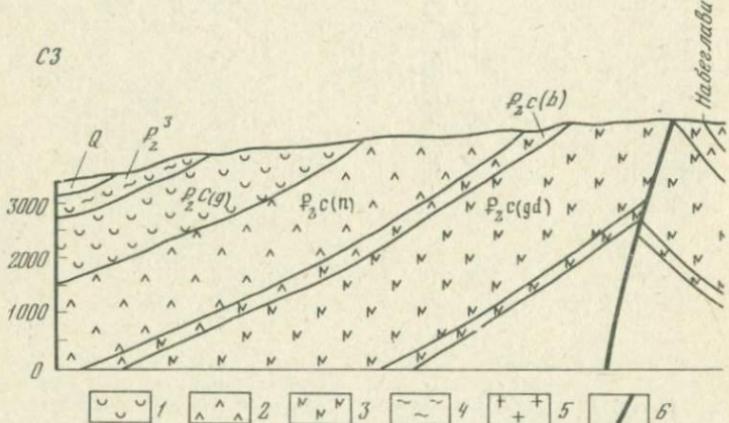
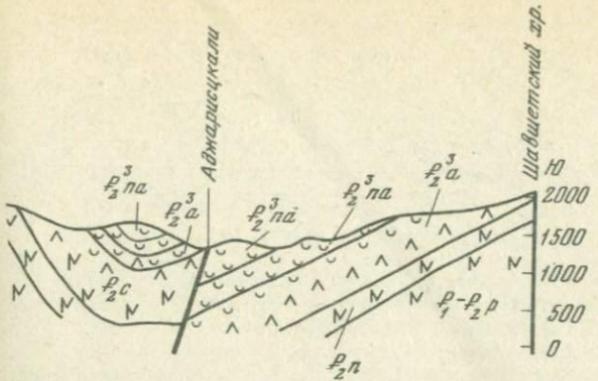


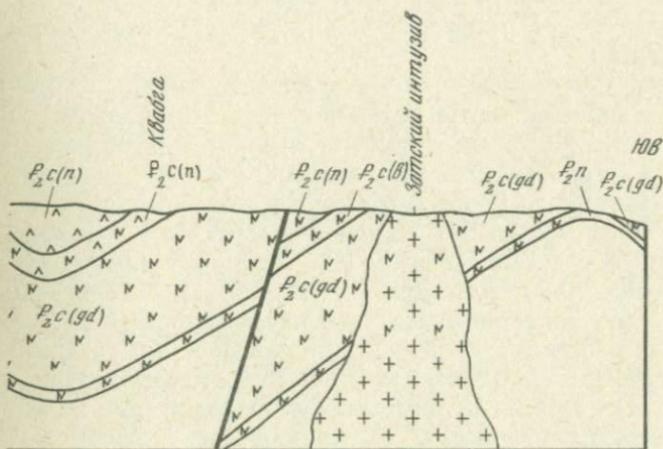
Рис. 4. Геологический профиль по ущелью р. Губазеули (западная Аджаро-Триадетия) с иллюстрацией зональности пропилитов

1 – цеолитовые пропилиты, 2 – хлорит-альбитовые пропилиты, 3 – эпидот-хлоритовые и актинолитовые пропилиты, 4 – гидротермальные аргиллизиты, 5 – интрузив, 6 – разлом; P<sub>2</sub> n – средний эоцен, нагваревская свита (мелкообломочные базальтовые туфы), P<sub>2</sub> c (gd) – средний эоцен, чидильская свита, гадрекильская подсвита (лавы и грубообломочные брекчики рогообманковых базальтов). P<sub>2</sub> c (b) – средний эоцен,

Эти участки тяготеют к интрузивным телам диоритового и сиенит-диоритового состава. Высокотемпературная пропилитизация развита по этим телам и по вмещающим породам приконтактовой зоны. Сами тела пропилитизированы относительно слабо и неравномерно, первичная гипидиоморфная либо панидиоморфная структуры сохранены полностью. По полевым шпатам развита пренитизация, альбитизация, иногда окварцевание. Авгит,



Чидильская свита, крупнообломочные брекчи и псевфитовые туфы толеитовых базальтов — ущелье р. Кинтриши, лавы, лавовые брекчи и туфобрекчи щелочных базальтов ущелья р. Аджарисцкали, верхний эоцен, адигенская свита (псаммитовые и псевфитовые туфы роговообманковых агдезитов и трахиандезитов).  $P_2^3a$  — верхний эоцен нададигенская свита (туфы и туфобрекчи роговообманковых и субщелочных андезитов)



Чидильская свита, бахмаройская подсвита (туфы роговообманковых и пироксен-рогообманковых базальтов),  $P_2c(n)$  — средний эоцен, чидильская свита, напоцхварская подсвита (лимбургитовые и оливиновые базальты и их туфы).  $P_2c(g)$  — средний эоцен, чидильская свита, гурийская подсвита (трахиты, трахиандезиты, трахибазальты, оливиновые базальты, лимбургиты).  $P_2^3$  — верхний эоцен, зенобанская свита (туфы и туфобрекчи трахитового, лимбургитового и трахиандезитового состава), Q — четвертичные отложения

роговая обманка и биотит замещаются хлоритом, эпидотом и актинолитом. Изредка наблюдается карбонатизация полевых шпатов и фемических минералов. Характерна пиритизация. Измененные подобным образом участки перемежаются с совершенно свежими. Примечательно, что тепловое воздействие интрузивов распространено также и на измененные приконтактовые ореолы, сложенные калишпатовыми метасоматитами с биотитом,

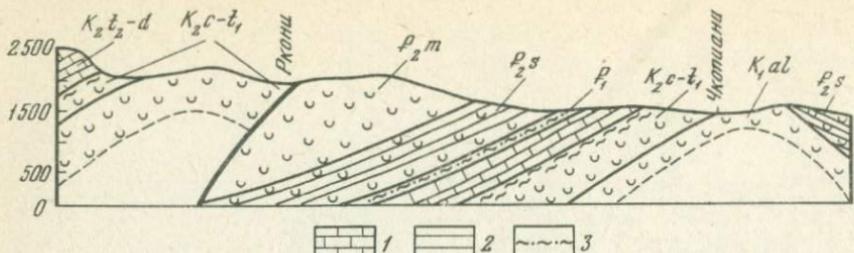


Рис. 5. Геологический профиль по ущелью р. Тедзами (восточная Аджаро-Триалетия, островодужная вулканическая серия), иллюстрирующий распространение цеолитовых пропилитов и гидротермальных аргиллизитов в этом разрезе

1 – известняк, 2 – карбонатно-вулканогенный флиш, 3 – глинистые песчаники, K<sub>1</sub> al – альб (лавы базальтового и андезитового состава), K<sub>2</sub> c-t<sub>1</sub> – сеноман–нижний турон (андезитовые туфы и туфобрекции, риолитовые туфы и микробрекции), P<sub>1</sub> – палеоцен, горизонт глинистых песчаников, P<sub>2</sub> s – средний эоцен – нижняя слоистая свита (андезитовые туфы и туфобрекции), P<sub>2</sub> m – средний эоцен, массивная и грубо-слоистая вулканогенная свита (андезитовые лавы и туфобрекции). Остальные условные обозначения те же, что и на рис. 1.

альбититами и серицитолитами. Вблизи интрузий на фоне регионально развитой низкотемпературной пропилитизации появляются неравновесные эпидот и клинооизит.

Миграция вещества, изученная нами по зонам пропилитизации, характеризуется следующими трендами: актинолитовая и эпидот-хлоритовая фации (глубинная зона) характеризуются тенденцией привноса кремнезема и алюминия. Остальные петрогенные элементы ведут себя по-разному. В процессе высокотемпературной фоновой пропилитизации замещение преобладает над выщелачиванием, что выражено в положительном балансе миграции вещества, определяющем соотношение привноса – выноса основных петрогенных элементов, рассчитанных в интрамилях (табл. 1, рис. 6). Привнос кремнезема минералогически проявляется в формировании кварца. Привнос железа, алюминия и кальция способствовал значительной эпидотизации породы. Кварц представлен высокотемпературной разновидностью (360–400°С) по данным декрепитации и гомогенизации газово-жидких включений. Близкие температуры получены по эпидотовому и альбитовому термометрам соответственно 360–470 и 380–450°С.

Промежуточная зона, состоящая из хлорит-альбитовой фации, в отличие от высокотемпературной характеризуется отрицательным балансом миграции вещества. Для этой зоны типичен вынос кремнезема и полное отсутствие кварца, остальные петрогенные элементы, не проявляя определенных тенденций, ведут себя по-разному (табл. 2, рис. 7).

Приповерхностная цеолитовая зона формировалась в процессе наиболее интенсивного выщелачивания. Она характеризуется высоким отрицательным балансом миграции вещества (рис. 7) и проявляет тенденции выноса кремнезема и титана, привноса либо выноса щелочей в зависимости от состава превалирующего в породе цеолита.

Карбонат-хлоритовые пропилиты (трансильванский тип), чередующиеся с цеолитовыми, также характеризуются тенденцией выщелачивания и отрицательным балансом привноса – выноса основных петрогенных элементов. Так же как и в случае цеолитовых пропилитов, выносится крем-

незем. Специфической чертой этой фации является тенденция значительного привноса кальция и трехвалентного железа и выноса щелочных металлов натрия и калия (см. табл. 3). Такой характер миграции вещества выражен в значительной карбонатизации и хлоритизации.

Итак, высокотемпературная зона пропилитов характеризуется тенденцией привноса основных петрогенных элементов, тогда как промежуточная и особенно приповерхностная проявляют тенденции выщелачивания. Для каждой из зон характерна определенная тенденция миграции вещества, что наряду с минеральным составом является показателем зональности.

Прежде чем сделать попытку определения петрогенетической сущности вертикальной метасоматической зональности в пропилитах, следует вспомнить о том, что мы знаем о природе гидротермальных растворов. Исследования последних десятилетий по химическому составу вытяжек газово-жидких включений из минералов гидротермального генезиса [34] по изучению активных гидротермальных систем районов современного вулканизма (1, 13, 14, 22) показали, что гидротермальные растворы имеют в основном щелочно-хлоридный и щелочно-карбонатный состав. Он и определяет кислотный фон гидротермальных растворов. По данным Х.Л. Барнса и У.Дж. Эрнста [4], в щелочно-хлоридных растворах при температуре порядка 400°С анион гидролизуется слабее, чем катион, что, естественно, приводит к нарушению кислотно-основного равновесия в пользу последнего, и раствор, нейтральный в обычных условиях, в данном случае будет иметь щелочную реакцию. Используя эти данные, Г.Б. Наумов и В.А. Дорофеева [1] рассмотрели с температурных позиций теорию кислотно-основного взаимодействия Д.С. Коржинского [8], не меняя ее сути.

По нашему мнению, вертикальная метасоматическая зональность пропилитов определяется в основном температурой раствора. Одновременно она отражает кислотно-основное взаимодействие в гидротермальном процессе.

Эпидот-хлоритовая и актинолитовая зона пропилитов формируется в температурном интервале 360–470°. Этот температурный интервал определяет щелочную реакцию в щелочно-хлоридных растворах, в типоморфном парагенезисе высокотемпературных пропилитов, формирующихся с привносом кремнезема, всегда участвует кварц ( $T$  образования 360°С). По экспериментальным данным Дж. Кеннеди [31], резкое падение растворимости кремнезема приходится именно на эту температуру.

Зоны хлорит-альбитовых и цеолитовых пропилитов состоят из безкварцевых типоморфных парагенезисов и характеризуются выносом кремнезема, следовательно, их формирование происходит в температурном интервале повышенной растворимости кремнекислоты, который, по данным эксперимента Дж. Кеннеди, приходится на 340–240°С. Мы преднамеренно заостряем внимание на растворимости кремнекислоты в гидротермальном процессе и его экспериментальном моделировании. Известно, что в геологических возможных условиях растворимость кремнезема по причине незаряженности частиц  $\text{SiO}_2$  и  $\text{H}_2\text{O}$  не зависит от ионной силы раствора, а определяется главным образом температурой [26]. Поэтому с учетом характера миграции кремнезема в метасоматическом процессе присутствие либо отсутствие кварца в типоморфном парагенезисе может служить индикатором температуры гидротермального минералообразования. В тем-

Таблица 1

Пропилиты актинолитовой и эпидот-хлоритовой фации

Оксиды	Исход- ная I Г-271	Измененные					
		II Г-55	III Г-147	IV Г-179	V Г-267	VI Г-280	VII Г-282
SiO <sub>2</sub>	47,55	50,05	48,27	48,48	50,70	46,42	56,45
TiO <sub>2</sub>	0,87	0,47	0,68	0,60	0,62	0,80	0,70
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,12	17,45	18,27	17,40	16,00	17,82	18,41
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,82	9,78	5,09	4,30	6,76	8,53	6,64
FeO	2,42	0,36	3,96	3,24	1,44	0,50	0,50
MnO	0,17	0,17	0,14	0,14	0,18	0,14	0,10
MgO	5,06	2,32	4,64	3,57	4,44	2,67	1,27
CaO	9,29	8,10	7,54	6,63	8,62	11,72	3,32
Na <sub>2</sub> O	1,20	2,80	4,80	4,20	4,40	1,00	6,90
K <sub>2</sub> O	2,90	1,80	0,35	4,00	0,20	4,90	1,30
S	0,19	0,43	0,23	0,62	0,23	0,60	0,37
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	1,53	1,50	0,65	0,50	1,10	0,67	1,06
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	4,79	5,16	5,35	6,14	5,10	4,13	2,98
С у м м а	99,91	102,39	99,97	99,82	99,69	99,90	100,00
Уд. вес., г/см <sup>3</sup>	2,33	2,47	2,46	2,40	2,58	2,34	

П р и м е ч а н и е. I — базальтовый туф, средний эоцен, чидильская свита, ущелье р. Губазули; II — аб, эп, цо, хл, пт (грс); III — акт, эп, аб, кв, ка, пт (лом — в прожилках); IV — эп, цо, ка, хл, пт (анал, цеол, грс); V — эп, хл, аб, пт; VI — эп, хл, аб, пт; VII — акт, эп, кв, аб, хл, пт (грс).

Таблица 2

Пропилиты хлорит-альбитовой фации

Оксиды	Исход- ная I 5306	Измененные					
		II Г-64	III Г-80	IV Г-84	V Г-87	VI Г-99	VII Г-290
SiO <sub>2</sub>	49,18	45,30	51,92	45,00	44,65	53,02	46,43
TiO <sub>2</sub>	0,57	0,50	0,60	0,60	0,65	0,60	0,90
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,20	15,66	17,05	16,33	15,13	17,45	16,20
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,49	8,32	6,13	7,77	8,75	5,26	7,56
FeO	1,24	2,16		1,80	1,62	0,39	2,60
MnO	0,17	0,21	0,17	0,25	0,21	0,21	0,17
MgO	8,15	6,27	2,73	4,42	7,10	1,98	5,37
CaO	13,84	8,85	3,32	8,97	8,08	2,98	7,08
Na <sub>2</sub> O	0,40	3,10	6,80	3,80	3,80	6,30	1,80
K <sub>2</sub> O	3,80	2,70	2,70	2,40	1,00	4,00	4,10
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,32	0,43	0,60	0,46	0,32	0,37	0,85
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,36	1,25	1,33	0,59	3,70	0,88	1,42
П.и.п.	3,26	5,27	5,61	7,61	5,16	6,12	5,36
С у м м а	99,98	100,27	98,96	100,00	100,17	99,56	99,84

П р и м е ч а н и е. I — базальтовый туф, средний, гурийская подсвита, ущ. р. Губазули; II — аб, хл, пт, (грс, ан); III — хл, аб, пт, (грс); IV — аб, хл, ка, пт, (нат, лом); V — хл, аб, пт, (грс); VI — аб, хл, пт, (грс, кв); VII — аб, хл, пт, (це, грс).

Атомы	Миграция					
	II	III	IV	V	VI	VII
Si	+9,87	+7,90	+8,60	+11,19	+9,01	+21,24
Ti	-0,67	-0,27	-0,41	-0,40	+0,03	-0,29
Al	+2,56	+5,95	+3,49	-1,66	+7,21	+3,73
Fe <sup>3+</sup>	+5,80	-2,55	-4,00	+0,28	+4,62	-0,28
Fe <sup>2+</sup>	-4,00	+3,44	+1,96	-1,82	-3,65	-3,75
Mn	+0,01	-0,04	-0,04	+0,03	-0,03	-0,14
Mg	-9,27	-0,57	-4,49	-1,66	-7,33	-13,19
Ca	-2,28	-3,34	-5,72	-0,98	+9,24	-14,92
Na	+7,69	+17,52	+14,68	+15,15	-0,42	+25,95
K	-3,10	-7,55	+3,96	-8,03	+7,54	-4,76
S	+0,50	+0,10	+0,92	+0,09	+0,94	+0,36
H	+19,11	+18,52	+11,13	+15,78	+33,81	+22,93
Н	+0,34	-13,17	-15,52	-6,15	-12,29	-7,27
Баланс	+26,56	+25,94	+14,46	+21,81	+48,67	+29,60

Атомы	Миграция					
	II	III	IV	V	VI	VII
Si	-9,64	-3,95	-14,49	-13,70	+9,03	-3,38
Ti	-0,13	-0,03	+0,01	+0,12	+0,05	+0,67
Al	+10,14	+10,05	+10,37	+7,61	+15,19	+13,15
Fe <sup>3+</sup>	+5,29	+0,24	+3,74	+5,74	-0,47	+4,29
Fe <sup>2+</sup>	+1,91	-2,58	+1,03	+0,71	-1,77	+2,99
Mn	+0,08	-0,03	+0,14	+0,07	+0,08	+0,01
Mg	-6,97	-20,93	-14,42	-4,47	-22,89	-9,70
Ca	-13,29	-28,76	-13,84	-15,82	-28,96	-17,44
Na	+13,02	+28,13	+15,73	+15,99	+28,33	+7,01
K	-5,39	-4,20	-4,72	-8,95	+0,59	1,34
H	+0,23	+0,48	+0,26	-0,01	+0,10	+1,17
—	-11,18	-32,84	-35,19	-4,42	-2,58	+4,64
	-1,82	-2,34	-13,13	+37,48	-8,02	+1,87
Баланс	-17,74	-56,76	-64,46	+20,35	-11,31	+6,62

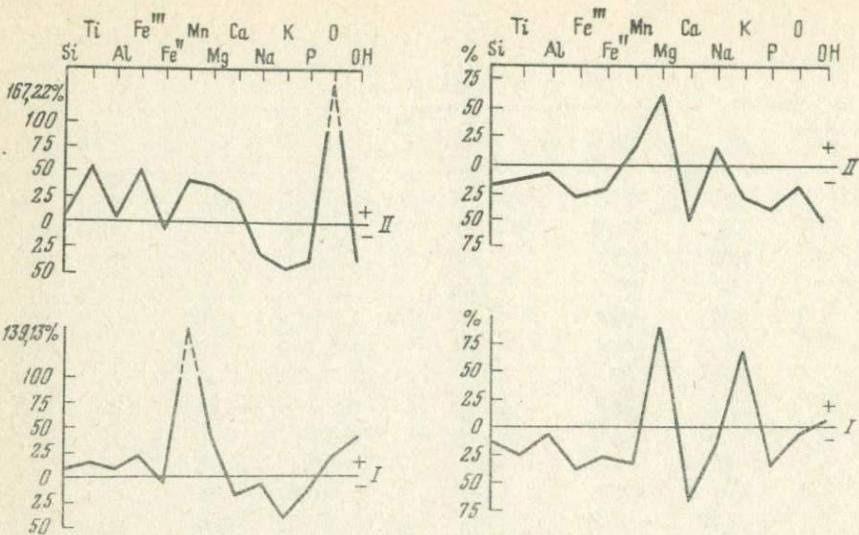


Рис. 6. Миграция основных петрогенных элементов в процессе пропилитизации  
Фации: I – актинолитовая, II – эпидот-хлоритовая

Рис. 7. Миграция основных петрогенных элементов в процессе пропилитизации  
Фации: I – хлорит-альбитовая, II – цеолитовая

пературном интервале 340–200°С формируется хлорит-альбитовая и цеолитовая зоны пропилитов. Температура формирования и температурная граница раздела этих зон определяется взаимопереводом альбит-анальцим (280–300°С) и другими цеолитовыми термометрами подтвержденными экспериментальными данными [20, 28].

Хлорит-альбитовая зона, в отличие от эпидот-хлоритовой и актинолитовой, характеризуется тенденцией выщелачивания и формируется в более низкотемпературных условиях. По данным Х.Л. Барнса и У.Дж. Эрнста [4], с падением температуры в щелочно-хлоридных растворах возрастает активность анионов, следовательно, хлорит-альбитовая фация по сравнению с эпидот-хлоритовой образуется в относительно более кислой среде на стадии возрастающей кислотности.

В цеолитовой зоне основную роль играют цеолиты, анальцим, натролит, ломонтит и другие, а также адуляр. Это, как известно, минералы щелочной среды [28, 20]. Ощелачивание на уровне цеолитовой зоны связано с остыванием раствора ниже 300°С. Известно, что ниже этого температурного рубежа падает активность хлор-анионов и возрастает активность карбонатов [4, 15], а так как углекислота значительно слабее соляной кислоты, раствор приобретает щелочную реакцию, что и обусловило цеолитовую пропилитизацию; следовательно, последнюю можно отнести к стадии возрастающей щелочности (поздняя щелочная). По данным Д. Кумбса и др. [28], именно ниже 300°С происходит смена альбитизации на цеолитообразование. Возрастанию щелочности раствора на уровне цеолитовой зоны могла способствовать и низкая литостатическая нагрузка, так как падение общего давления ниже значения парциального давления углекислого газа

приводит к удалению избыточной концентрации углекислого газа, что будет также способствовать повышению щелочности раствора [16].

Сопоставим полученные результаты по Аджаро-Триалетии с пропилитизацией в других регионах в аналогичных вулканических сериях и геодинамических обстановках.

В современных интранадуговых рифтах Новых Гебрид [27], тылового бассейна Лая [29] и моря Скоша во втором геофизическом "базальтовом" слое зеленокаменное изменение пород как по характеру процесса, так и по характеру зональности вполне сопоставимо с пропилитизацией в Аджаро-Триалетском палеорифте. Здесь также намечается вертикальная зональность с высокотемпературными актинолит- и эпидотсодержащими зонами на больших глубинах и приповерхностными цеолитовыми, переходящими в аргиллизиты. Совершенно аналогично во всех отношениях, в том числе и по характеру зональности, проявляет себя пропилитизация во втором геофизическом слое современных срединно-океанических рифтов [30, 33]. То же самое можно сказать и о зональности пропилитов в верхней части офиолитового комплекса в Южно-Чилийском мезозойском интранадуговом рифте [35].

Как уже отмечалось, подобной зональности в пропилитах, развитых по андезитовым сериям, не наблюдается, кроме распределения в разрезах цеолитов [6, 10, 36]. Это подтверждается и на примере пропилитов Камчатки [19], Сихотэ-Алиня [17, 18], Японии [11, 12].

Следовательно, по характеру зональности пропилиты, развитые по базальтоидам в рифтогенных обстановках, отличаются от таковых в островодужных вулканических сериях, в частности отсутствием высокотемпературных актинолит- и эпидотсодержащих зон. Поэтому различный характер зональности в островодужных и рифтогенных сериях зависит в первую очередь от различия тепловых режимов в верхних структурных этажах этих зон.

Как известно, наиболее высокий тепловой поток установлен в зонах срединно-океанических хребтов, равный 2,5–8,3 е.т.п. Последний и обусловил высокий термоградиент в этих зонах, равный 166°C/км [32]. Высокие тепловые потоки были выявлены и в тыловых бассейнах: 3,90 ± 0,69 е.т.п. с термоградиентом 100–200°C/км вдоль оси Курильской впадины [21], 1–7 е.т.п. в миоцен-плиоценовом бассейне Северного Фиджи и плиоцен-плейстоценовом Окинавском троге. Все они вполне сопоставимы со значениями тепловых потоков в зонах срединно-океанических хребтов [37]. В Аджаро-Триалетском палеорифте, судя по вертикальной метасоматической зональности пропилитов, предполагается высокий термоградиент порядка 120°C/км, что свидетельствует о существовании высокого теплового потока в процессе формирования этой структуры.

В островодужных зонах тепловые потоки значительно ниже, чем в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов и тыловых бассейнов, они равны 0,7 е.т.п. на океанической стороне и 3 е.т.п. – в тылу дуги [24].

Величина тепловых потоков и значение термоградиентов постмагматического процесса находится в прямой связи от глубины генерации магмы и выплавления первичных магматических очагов. Последние в островодужных зонах находятся очень глубоко – на глубине 100–230 км [23], тогда как в рифтовых зонах глубина первичных очагов не превышает 20 км [5].

Так как пропилитизация — постмагматический процесс, термоградиенты, определяющие фоновую зональность, находятся в прямой зависимости от глубины первичных магматических очагов и теплового режима. На верхних структурных этажах рифтогенных зон высокие термоградиенты определили зональность региональной пропилитизации, тогда как в островодужных обстановках по той же причине она отсутствует.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Аверьев В.В. Условия разгрузки Паужетских гидротерм на юге Камчатки. — Тр. Лаб. вулканологии АН СССР, 1961, вып. 19.
2. Адамия Ш.А., Гамкрелидзе И.П., Закариадзе Г.С., Лордкипанидзе М.Б. Латераль-ная зональность базальтоидов Черноморско-Аджаро-Триалетского рифта. — Докл. АН СССР, 1974, т. 216, № 4.
3. Адамия Ш.А., Закариадзе Г.С., Лордкипанидзе М.Б. Эволюция древней континен-тальной окраины на примере альпийской истории Кавказа. — Геотектоника, 1977, № 4.
4. Барнес Х.Л., Эрнст У.Дж. Идеальность и ионизация в гидротермальных флюидах. — В кн.: Термодинамика постмагматических процессов. М.: Мир, 1968.
5. Горшков Г.С. Новая глобальная тектоника и вулканализм. — В кн.: Геодинамика, магмообразование и вулканализм. Петропавловск-Камчатский, 1974.
6. Гугушвили В.И. Поствулканический процесс и формирование рудных и нерудных месторождений полезных ископаемых в древних островных дугах и интраплатовых рифтах. Тбилиси: Мецниреба, 1980. Нов. сер., вып. 68.
7. Закариадзе Г.С., Лордкипанидзе М.Б., Пополитов Э.И. Вопросы геохимической эволюции вулканализма внутриплатовых рифтов на примере Аджаро-Триалетского палеорифта. — Геохимия, 1978, № 6.
8. Коржинский Д.С. Гидротермальная кислотно-щелочная дифференциация. — Докл. АН СССР, 1958, т. 122, № 2.
9. Коржинский Д.С. Зависимость метаморфизма от глубинности в вулканогенных формациях. — Тр. Лаб. вулканологии, 1961, вып. 19.
10. Логинов В.П., Русинов В.Л. Некоторые существенные различия пропилитизации и регионального зеленокаменного метаморфизма в вулканогенных толщах гео-синклиналей. — В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1974.
11. Мацукума Т., Хорикоси Е. Обзор месторождений Куроко в Японии. М.: Мир, 1973.
12. Миасиро А. Метаморфизм и метаморфические пояса. М.: Мир, 1976.
13. Набоко С.И. Условия формирования и особенности современной гидротермальной метасоматической формации Камчатско-Курильской вулканической дуги. М.: Наука, 1969.
14. Набоко С.И. Современные гидротермальные процессы и их связь с тектономаг-матической активностью. — В кн.: Геодинамика, магмообразование и вулканализм. Петропавловск-Камчатский, 1974.
15. Наумов Г.Б., Дорофеева В.А. Химическая природа эволюции кислотности эндо-генных растворов. — Геохимия, 1975, № 2.
16. Наумов Г.Б., Наумов В.Б. Влияние температуры и давления на кислотность эндо-генных растворов и стадийность рудообразования. — Геология руд. месторожде-ний, 1977, № 1.
17. Петраченко Р.И. Вторичные кварциты, пропилиты и оруденение в мезозойских и кайнозойских эфузивах Приморья. Новосибирск: Наука, 1974.
18. Петраченко Е.Д., Петраченко Р.И. Цеолиты в гидротермально измененных вулка-нитах Дальнего Востока. — В кн.: Тез. докл. Всесоюз. семинара "Геология, генезис и использование природных цеолитов". Звенигород, 1978, ч. 1.
19. Русинов В.Л. Геологические и физико-химические закономерности пропилити-зации. М.: Наука, 1972.
20. Сендлеров Э.Э., Хитаров Н.И. Цеолиты, их синтез и условия образования в природе. М.: Наука, 1970.
21. Смирнов Я.Б., Сугробов В.М., Меркушов В.Н. и др. Тепловой поток в основных тектонических структурах северо-западной части Тихого океана. — Докл. АН СССР, 1979, т. 244, № 5.

22. Уайт Д.Е. Термальные воды вулканического происхождения. — В кн.: Геохимия современных поствулканических процессов. М.: Мир, 1965.
23. Федотов С.А. О связи вулканов с Тихоокеанским фокальным слоем, механизме подъема магм и возможном положении мантийных областей питания вулканов. — В кн.: Геодинамика, магмообразование и вулканизм. Петропавловск-Камчатский, 1974.
24. Хаттертон Т. Активные континентальные окраины и островные дуги. — В кн.: Геология континентальных окраин. М.: Мир, 1978.
25. Батанджиев Ив., Велинов Ив. Структурнообразователи и постмагматични процеси по горнокредните вулканити край с. Змейово, Старозагорско. — Изв. на Геол. ин-т Сер. геотектоника, кн. XXI—XXII. 1973.
26. Alexander G.M., Heston W.M., Her R.K. The solubility of amorphous silica. — J. Phys. Chem., 1954, vol. 58.
27. Colley H., Warden A.J. Petrology of the New Hebrides. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1974, vol. 85, N 10.
28. Coombs D.S., Ellis A.I., Fyfe W.S., Taylor A.M. The zeolite facies, with comments on the interpretation of hydrothermal synthesis. — Geochim. et cosmochim. acta, 1959, vol. 17, N 1/2.
29. Hawkins J.W., jun. Petrology and geochemistry of basaltic rocks of the Lau basin. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1976, vol. 28, N 3.
30. Jones D.L., Bassett Randy. Alteration of sediments in lower part of hole 286. — Initial Rep. Deep-Sea Drilling Project, 1973, vol. 30.
31. Kennedy G.C. A portion of the system silica—water. — Econ. Geol., 1950, vol. 45.
32. Langseth M.G., Herzen E.P. von. Heat flow through the floor of the world oceans. — In: The sea / Ed. A.E. Maxwell. N.Y.: Interscience, 1970, vol. 4, pt. 1.
33. Raschka H., Eckhardt F.J. Geochemistry of basalt from the Norwegian Greenland Sea, Leg. 38. DSDP. — Nat. Sci. Found., 1974, vol. 38.
34. Roedder E. Composition of fluid inclusions. Data of geochemistry. Chapter J.J. — Geol. Surv. Prof. Pap., 1972, vol. 440.
35. Stern C.R., Wit M.J. de, Lawrens J.R. Igneous and metamorphic processes associated with the formation of Chilean ophiolites and their implication for ocean floor metamorphism, seismic layering and magnetism. — J. Geophys. Res., 1976, vol. 81, N 13.
36. Utada M. Zonal distribution of authigenic zeolites in the Tertiary pyroclastic rocks in Mogami district, Yamagata Prefecture. — Sci. Rep. Coll. Gen. Educ. Univ. Tokyo, 1965, N 15.
37. Watanabe T., Langseth M.G., Anderson R.N. Heat flow in back arc basin of the Western Pacific. — In: Island arcs, deep-sea trenches and back arc basins. — Wash.: Amer. Geophys. Union, 1976.

УДК 553.26.22

Б.Б. Чекваидзе

## ВЕРТИКАЛЬНАЯ МЕТАСОМАТИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Колчеданно-полиметаллические месторождения, локализующиеся в разрезе осадочно-вулканогенных толщ, широко распространены на Рудном Алтае, Малом Кавказе, в Юго-Западном Гиссаре, а за рубежом — в Японии, Болгарии, Канаде и в ряде других регионов. Характерной их особенностью является развитие протяженных и интенсивных ореолов околоврудных изменений, нередко превосходящих по своим размерам рудные залежи в десятки и сотни раз. Метасоматическим ореолам свойственно зональное строение как вкрест простирации растворопроводящих структур ("поперечная" зональность), так и в направлении восстания этих струк-

Таблица 1

Поперечно-зональные (горизонтальные) метасоматические колонки на уровне гипогенного выщелачивания колчеданно-полиметаллических месторождений

Минеральные парагенезисы по зонам колонок			
0	1	2	3
Туф кислого состава	Кварц	Кварц	Кварц
Альбит	Калишпат	Серицит	Серицит
Кварц	Серицит	Калишпат	Анкерит
Калишпат	Хлорит	Анкерит	Пирит
Серицит	Кальцит	Гематит	
Хлорит			
Кальцит (анкерит)			
Гематит			
Альбитизированный липаритовый порфир	Кварц	Кварц	Кварц
Кварц	Серицит	Серицит	Серицит
Альбит	Хлорит	Доломит	Рутил
Серицит	Доломит	Рутил	Пирит
Хлорит	Рутил	Пирит	
Кальцит	Пирит		
Лейкоксен			
Пропилитизированный андезитовый порфир	Кварц	Кварц	Кварц
Кварц	Доломит (анкерит)	Хлорит	Серицит
Альбит	Хлорит	Серицит	Рутил
Кальцит	Серицит	Пирит	Пирит
Хлорит	Рутил		
Серицит	Пирит		
Сфен			
Пирит			
Пропилитизированный риолит	Кварц	Кварц	Кварц
Кварц	Альбит	Слюдя-монтмориллонит	Гидрослюдя
Альбит	Кальцит	Пирит	
Кальцит	Слюдя-монтмориллонит		
Слюдя-монтмориллонит	Пирит		
Хлорит			
Пирит			

тур ("продольная" зональность). В условиях крутонаклонной ориентировки каналов инфильтрации гидротерм векторы указанных видов зональности ориентируются в направлениях, близких соответственно к горизонтальным и вертикали.

Явления горизонтальной метасоматической зональности описаны в настоещее время на многих колчеданно-полиметаллических объектах. Обобщая имеющиеся данные, все многообразие поперечно-зональных колонок

4	5	Метасоматическая формация	Примеры месторождений
Кварц Серицит Пирит	Кварц Пирит	Березиты	Хандизинское Гиссарское на- горье [2]
—	—	Переходная от березитов к кварц-серии- товым метасо- матитам	Рубцовское, Рудный Алтай [18]
—	—	Кварц-серии- товые метасо- матиты	Тишинское, Рудный Алтай [19, 2]
—	—	Переходная от кварц-серии- товых метасо- матитов к аргилли- зитам	Мацуэне, Япония [11]

можно свести к четырем главным типам (табл. 1). Они характеризуют зональное распределение минеральных парагенезисов на уровне гипогенного выщелачивания и определяют принадлежность соответствующих колонок (фаций) к формациям березитов и кварц-серииитовых метасоматитов, а также к промежуточным образованиям между указанными формациями и в направлении их перехода к аргиллизитам.

По типу проявления продольной (часто вертикальной) метасомати-

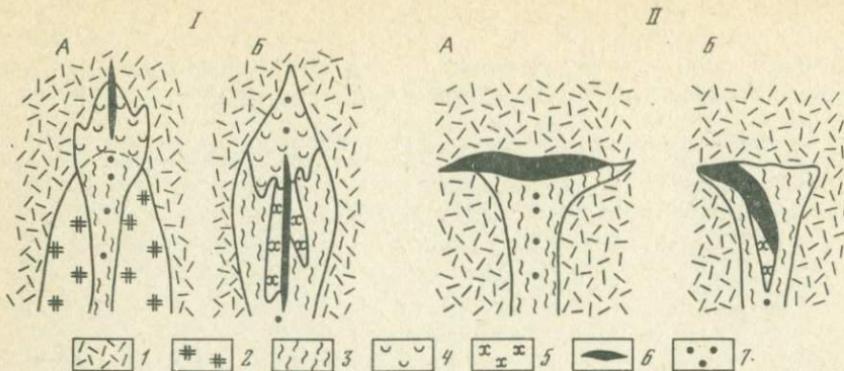


Рис. 1. Морфогенетические типы ореолов околоврудных изменений колчеданно-полиметаллических месторождений

I – закрытый, II – открытый. Подтипы: А – нетелескопированный, Б – телескопированный; 1 – вмещающая осадочно-вулканогенная толща; 2 – субвулканические порфиры; метасоматиты: 3 – выщелачивания, 4 – осаждения; 5 – синрудные метасоматиты; 6 – концентрированные рудные тела; 7 – рассеянное прожилково-вкрашенное оруденение

ческой зональности колчеданно-полиметаллические месторождения делятся на две главные группы. Первая из них характеризуется четким пространственным разобщением уровней выщелачивания и осаждения, причем последний из указанных уровней соответствует наиболее приближенным к поверхности интервалам рудоносных структур. На объектах данного типа метасоматиты осаждения перекрывают зоны выщелачивания и своим верхним контуром очерчивают границу проявления гидротермальных процессов по вертикали. Вторая группа месторождений отличается преимущественным развитием метасоматитов выщелачивания, а образования зон осаждения либо представлены в незначительном объеме, либо отсутствуют совсем. При этом обычно наблюдается резкое затухание явлений выщелачивания во вмещающих породах по вертикали.

Имея в виду степень завершенности сопряженных явлений выщелачивания – осаждения в пространстве, ореол гидротермальных изменений на объектах первой группы можно отнести к "закрытому" морфогенетическому типу, а ореол изменений второй группы месторождений – к "открытым" типу (рис. 1).

Существенный элемент структуры вертикальной зональности определяется времененным и пространственным положением колчеданно-полиметаллических руд и нередко сопровождающих их синрудных метасоматитов. В одних случаях наблюдается отчетливое наложение руд и синрудных образований на зоны выщелачивания, в других случаях руды локализуются на выклиниваниях зон выщелачивания и при наличии метасоматитов осаждения выступают как близко парагенные с ними образования. Соответственно внутри каждого из ранее отмеченных типов ореолов изменения целесообразно выделить два подтипа: телескопированный и нетелескопированный (см. рис. 1).

Рассмотрим проявление вертикальной метасоматической зональности применительно к выделенным группам месторождений.

## ВЕРТИКАЛЬНАЯ МЕТАСОМАТИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ НА МЕСТОРОЖДЕНИЯХ С ОРЕОЛАМИ ЗАКРЫТОГО ТИПА

Месторождения с ореолами изменений закрытого типа наиболее широко представлены на Рудном Алтае. В четкой зависимости от геологической обстановки рудолокализации выделяются как телескопированный, так и нетелескопированный подтипы.

Нетелескопированный подтип свойствен объектам, локализующимся в пределах складчато-глыбовых районов вне региональных зон смятия (Орловское, Золотушинское, Ново-Золотушинское, Рубцовское, Риддер-Сокольное и другие месторождения). Указанные объекты обнаруживают тесную пространственную, временную, а местами и генетическую связь с субвуликаническими порфировыми интрузиями, являющимися составными членами рудовмещающей базальт-липаритовой вулканогенной формации.

Генеральный план вертикальной метасоматической зональности на месторождениях рассматриваемой группы выражен в смене от глубин к поверхности зон гипогенного выщелачивания зонами осаждения (рис. 2). Первые обычно охватывают апикальные части порфировых массивов или в виде узких (до 100–150 м в поперечнике) струй погружаются в направлении их корневых частей.

В зонах максимального выщелачивания господствует либо парагенезис кварц–серицит–доломит–рутин–пирит, либо парагенезис кварц–серицит (гидрослюдя) – рутин–пирит. Известны случаи, когда первый парагенезис сменяется вторым в направлении от глубин к поверхности, что может быть вызвано падением температуры и нарастанием кислотности растворов при их приближении к контактам порфиров с вмещающими породами (Рубцовское месторождение). Соответственно на уровне выщелачивания здесь можно выделить две зоны вертикальной метасоматической (инфильрационной) колонки: нижнюю – карбонат–серицит–кварцевую и верхнюю – серицит (гидрослюдисто)–кварцевую. Следует отметить, что на большинстве объектов рассматриваемой группы на уровне выщелачивания развита лишь одна из двух отмеченных выше зон колонки.

На выходе из порфиров во вмещающие вулканогенно-осадочные породы зоны выщелачивания сменяются продуктами осаждения, в размещении которых нередко устанавливается продольная зональность, ориентированная под различными углами к горизонту. Строение колонок на разных объектах имеет определенную специфику. Однако обобщая частные колонки (табл. 2), можно отметить, что для нижней зоны характерно накопление существенно хлоритовых масс, в средней зоне концентрируются серицит–карбонат–хлоритовые метасоматиты и в верхней зоне – карбонат–серицитовые и существенно сериитовые метасоматиты. Устанавливаются случаи и незональных уровней осаждения.

Необходимо отметить следующие характерные черты метасоматитов осаждения.

Минеральные новообразования обычно контролируются зонами трещиноватости, грубого брекчирования и системами зияющих разрывов. При этом в нижней зоне нередко формируются мощные (до 80–100 м) протяженные (до 200–250 м) тела сплошных метасоматитов (хлоритолитов), а с приближением к фронтальным зонам более обычными станов-

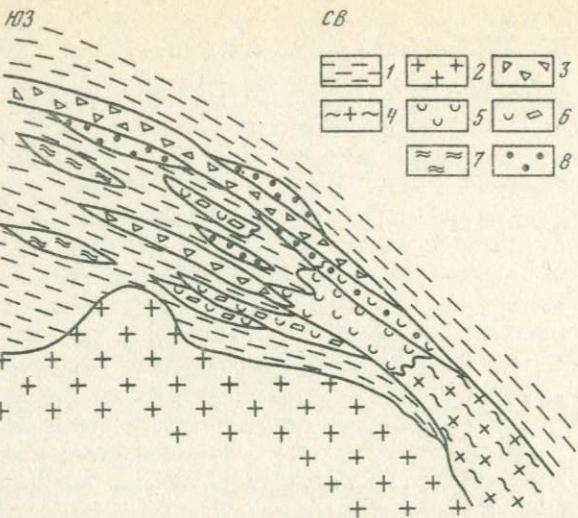


Рис. 2. Схематизированный разрез Ново-Золотушинского месторождения

1 – вмещающая вулканогенно-осадочная толща среднего девона; 2 – субвулканические порфиры; 3 – эксплозивные брекчи; 4 – кварц-серпентитовые метасоматиты зоны выщелачивания по порфирам; 5–7 – метасоматиты осаждения: 5 – хлоритовые, 6 – карбонат-хлоритовые, 7 – карбонат-серпентитовые и существенно-серпентитовые; 8 – рудные тела

вятся серии маломощных линз, пятен и прожилково-вкрапленных скоплений метасоматических минералов, разделенных неизмененными вмещающими породами. В этом же направлении нарастает количественная роль кристаллических и метаколлоидных агрегатов выполнения открытых полостей. Следует отметить, что новообразованные минеральные ассоциации накладываются на неизмененные процессами выщелачивания породы.

В составе метасоматитов серпентиты представлены умеренно гидратированными фенгитами, относящимися к полиморфным модификациям 1 M<sub>1</sub>, 2 M<sub>1</sub> и в единичных случаях 2 M<sub>2</sub>. Хлориты по составу преимущественно магнезиальные и реже железисто-магнезиальные. В зонах осаждения впервые на Алтае установлены смешанослойный хлорит-монтмориллонит и ди-триоктаздрический глиноземистый хлорит-судоит [1]. Карбонат большей частью представлен кальцитом, но на отдельных объектах преобладает доломит (Риддер-Сокольное месторождение).

На месторождениях рассматриваемой группы рудные тела локализуются на уровне осаждения. При этом окорудной метасоматической зональности нередко соответствует рудная зональность со сменой от глубин к поверхности медных и медно-цинковых руд полиметаллическими и далее барит-полиметаллическими [18]. Рудообразующие минеральные ассоциации не сопровождаются какими-либо специфическими синрудными метасоматическими продуктами, их роль выполняют те же метасоматиты осаждения, с которыми сульфиды находятся в близко парагенетических взаимоотношениях.

Изучение химизма метасоматических реакций и подсчеты баланса привноса – выноса вещества [9] свидетельствуют о выносе из зон выщелачива-

Таблица 2

Обобщенная вертикальная метасоматическая колонка на месторождениях складчато-глыбовых районов Рудного Алтая

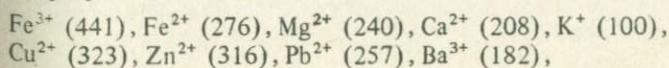
Метасоматические зоны	Главные парагенезисы минералов	Компоненты	
		привнесенные	вынесенные
Уровень осаждения	Серицитовая	Серицит – (карбонат) – рутил – пирит	S, K, (Mg) Na
	Серицит-карбонат-хлоритовая	Кварц – серицит – карбонат (кальцит, доломит) – хлорит – пирит	S, Ca, Mg Na, Si
	Хлоритовая	Хлорит – (кварц) – рутил – пирит	S, Mg, Fe, (Al) Na, K, Ca, Si
	Кварц-серицитовая	Кварц – серицит – (гидрослюдя) – рутил – пирит	S, K, Si Na, Ca, Mg, Fe, (Al)
Уровень выщелачивания			

ния и дифференцированном по вертикали переотложении в зонах осаждения ряда компонентов в последовательности: железо, магний – кальций – калий. Последний из указанных компонентов (равно как и сера) является "сквозным" компонентом раствора, проходящим как уровень выщелачивания, так и уровень осаждения. Повышение активности калия во фронтальных зонах колонки связано, очевидно, с его дополнительным поступлением в раствор на уровне зоны хлоритолитов.

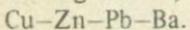
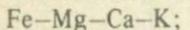
Быстрая смена метасоматитов выщелачивания продуктами осаждения в экзоконтактах порфировых массивов, осложненных зонами брекчирования, указывает на то, что ведущим фактором формирования вертикальной метасоматической зональности может явиться резкое падение температуры и давления в системе метасоматического минералообразования. Этому соответствуют имеющиеся определения температурного градиента (по данным изучения газово-жидких включений), показавшие значения до 40° на 100 м [22, 6].

Свидетельством понижения давления могут служить следы отложения вещества из дегазирующих растворов в виде сопряженных систем карбонатных штокверков в раздробленных породах с телами взрывных брекчий.

Формирование вертикальной руднometасоматической зональности на уровне осаждения удовлетворительно объясняется одновременным и односторонним воздействием факторов изменения кислотности – щелочности и окислительно-восстановительного потенциала среды минералообразования. В зональных рядах породо- и рудообразующих элементов обнаруживается последовательное понижение величин потенциалов ионизации [10] :



что свидетельствует о влиянии на распределение этих элементов по вертикали фактора возрастающей щелочности растворов в направлении от тыловой к фронтальной зонам колонки. Близкие приведенным ряды элементов устанавливаются и по нарастающему их сродству с кислородом [15]:



Телескопированный подтип ореолов околоврудных изменений в наиболее отчетливом виде представлен на рудноалтайских месторождениях, локализующихся в пределах региональных зон смятия и в сопряженных с ними глубинных разломах (Иртышское, Березовское, Ново-Березовское, Тишинское, Зыряновское, Греховское и другие месторождения). Руды и околоврудные метасоматиты на этих месторождениях контролируются протяженными по простиранию и на глубину зонами повышенного рассланцевания, являющимися составными структурными элементами зон смятия.

В процессе формирования околоврудных метасоматитов на месторождениях данного подтипа устанавливается проявление двух стадий минералообразования: предрудной и рудной, каждая из которых вносит свои элементы в структуру вертикальной зональности.

В предрудную стадию образуются линейно вытянутые (до 15–18 км) и мощные (до 300–500 м) струи метасоматитов кислотного выщелачивания, а также сменяющие их по вертикали зоны накопления метасоматитов осаждения. Эти соотношения гидротермалитов определяют генеральный план вертикальной зональности (рис. 3). Кроме того, четкие элементы зональности устанавливаются и внутри ореолов выщелачивания–осаждения.

На уровне выщелачивания зональность носит "растянутый" характер, вследствие чего в пределах одного объекта обычно вскрывается одна и редко две зоны инфильтрационной колонки. В то же время в условиях близких по составу исходных сред на различных месторождениях центральная зона поперечно-зонального ореола выщелачивания оказывается сложенной разнотипными метасоматитами: существенно кварцевыми (Зыряновское, Гусляковское месторождения) или существенно серицитовыми (Тишинское месторождение) или, наконец, серицит-кварцевыми (Ново-Березовское, Иртышское месторождения). Имеющиеся наблюдения над взаимопереходами одних разностей метасоматитов в другие по вертикали (или в направлении склонения рудных зон) позволяют связать эти различия с существованием региональной инфильтрационной колонки выщелачивания. Эта колонка имеет трехчленное строение и слагается тремя последовательно сменяющими друг друга зонами (от глубин к поверхности): а) кварцитов, б) серицитолитов, в) серицит-кварцевых метасоматитов. В этом же направлении нарастает степень пиритизации метасоматитов от рассеянной серноколчеданной вкрапленности в тыловой зоне колонки до мощных и протяженных тел массивных пирититов во фронтальной зоне.

Изучение химизма смены зон [9] показывает, что формирование продольной колонки выщелачивания связано с выносом алюминия и железа из зоны максимального изменения (зоны кварцитов) с последующим дифференцированным по вертикали переотложением этих элементов, вначале алюминия (в зоне серицитолитов), а затем железа (в зоне серицит-кварцевых метасоматитов, обогащенных серным колчеданом).

В отдельных случаях наблюдаются усложнения приведенной колонки.

Рис. 3. Схематизированный разрез Греховского II месторождения

1–2 – вмещающая осадочно-вулканогенная толща среднего девона: 1 – известковистые алевропелиты, 2 – туффиты; 3–4 – метасоматиты выщелачивания: 3 – серицит-кварцевые, 4 – хлорит-серицит-кварцевые (с карбонатом и без него); 5–6 – метасоматиты осаждения; 5 – хлоритовые и карбонат-хлоритовые, 6 – кварц-альбитовые; 7 – синрудные хлоритолиты; 8 – рудные тела; 9 – разрывные нарушения

Так, на Тишинском месторождении над зоной серицитолитов устанавливается локальное развитие парагенезиса кварц–серицит–брейнерит, знаменующее переход формации кварц-серицитовых метасоматитов в формацию березитов [21]. На Иртышском месторождении в верхах зоны серицит-кварцевых пород появляются скопления серицитолитов [5]. Однако эти явления не повторяются на других объектах и скорее всего отражают местную специфику условий минералообразования.

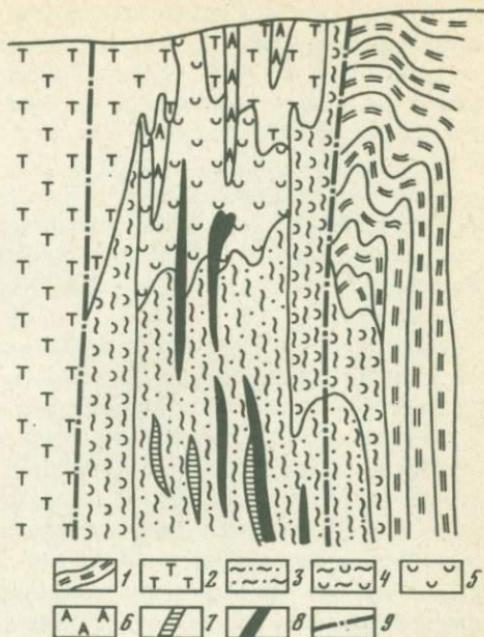
Метасоматиты осаждения предрудной стадии непосредственно сменяют в пространстве метасоматиты выщелачивания и накапливаются вдоль верхней кромки рудоносных зон по направлению их восстания и вздымания. Обращают на себя внимание следующие характерные черты этих образований.

1. Локализация метасоматитов осаждения осуществляется на уровнях выклинивания растворопроводящих структур, что выражается в переходе интенсивно рассланцованных пород в менее динамометаморфизованные и даже массивные. Отсюда явственно выступает роль экранов в процессах осаждения компонентов.

2. Субстратом для развития новообразований в большинстве случаев выступают ранее выщелоченные породы, хотя процесс выщелачивания проявлен здесь в ослабленном виде (сохраняются многочисленные реликты минералов исходных сред, блоки слабо измененных пород и т.д.).

3. Выделения метасоматических минералов в большинстве своем носят характер малоконцентрированных прожилково-вкрашенных скоплений, составляющих в среднем 15–20% объема пород. Тела сплошных метасоматитов относительно редки.

Минеральная ассоциация метасоматитов осаждения состоит из кварца, магнезиального хлорита, карбоната (обычно кальцита), серицита (слабо гидратированного фенгита модификации  $2M_1$ ), пирита и рутила. В распределении минеральных новообразований обычно устанавливается вертикальная зональность, проявленная с разной степенью полноты на различных месторождениях. В обобщенном виде зональность можно представить в виде



смены (снизу вверх) следующих зон: а) хлоритовой, б) карбонат-хлоритовой, в) кварц-альбитовой. Мощности зон составляют от нескольких десятков метров до 150–200 м. Химизм метасоматических замещений свидетельствует о поступлении в зоны осаждения магния, кальция и натрия, вынесенных из зон выщелачивания.

Формирование вертикальной зональности в комплексе метасоматитов осаждения удовлетворительно объясняется явлениями фильтрационного эффекта даже в его простейшем варианте — "эффекте сита", так как в ряду компонентов магний–кальций–натрий наблюдается последовательное понижение величин радиусов гидратированных ионов (соответственно 3,42–3,08–1,80 [16]).

Анализируя в целом вертикальную метасоматическую колонку предрудной стадии (табл. 3), следует отметить, что главные черты ее строения находят объяснение в закономерном понижении кислотности растворов от тыловых зон к фронтальным. Это явление можно связать с реакциями растворов и вмещающих пород на путях инфильтрации, а также с постепенным снижением температуры гидротермального потока вверх по колонке. Последнее согласуется с данными определения палеотемпературного градиента, составившего на объектах рассматриваемого подтипа в среднем 10–12° на 100 м [22, 6]. На формирование предрудных зон осаждения существенное влияние, очевидно, оказывали также экранирующие свойства пород, перекрывающих рудоносные структуры.

Проведенные подсчеты объемов вынесенных оснований на уровне выщелачивания и переотложенных компонентов в зонах осаждения выявляют резкую несходимость получаемых цифр. В лучшем случае удается обнаружить 10–15% объемов выщелоченных компонентов, к тому же с интервалом 1 км по вертикали, хотя реальная протяженность зон выщелачивания значительно большая. Эти данные приводят к выводу о том, что предрудные зоны осаждения концентрируют основания, вынесенные лишь с самых верхних уровней зон выщелачивания. Главная же масса основных компонентов, вероятно, накопилась в тыловой волне дифференцированного гидротермального потока [12, 13] и поступила на уровня наблюдения в виде скоплений синрудных метасоматитов собственно рудной стадии. Тела синрудных метасоматитов и руд на объектах рассматриваемой группы отчетливо наложены на зональные колонки выщелачивания и осаждения, что характеризует телескопированный подтип закрытого типа метасоматических ореолов.

В комплексе синрудных образований господствуют хлориты и иногда альбититы. В качестве примесей присутствуют также кварц, карбонаты, светлые слюды.

Дифференциация вещества в пространстве проявлена слабо. Однако на ряде объектов при сравнительном их изучении удается выявить элементы вертикальной зональности, которые выражены в преимущественном развитии хлорита на нижних горизонтах рудоносных зон, а альбита — на верхних (Ново-Березовское, Иртышское месторождения). Следует отметить, что масштаб развития синрудных метасоматитов нарастает по мере движения от зоны кварцитов к зоне серицит-кварцевых пород. Очевидно, вертикальный интервал подъема гидротерм заметным образом оказывается на их обогащении основаниями.

Таблица 3

Обобщенная вертикальная метасоматическая колонка на месторождениях региональных зон смятия Рудного Алтая

Метасоматические зоны	Главные парагенезисы минералов	Компоненты	
		привнесенные	вынесенные
Уровень осаждения	Кварц-альбитовая	Кварц—альбит—рутин—пириит	S, Na, Si Ca, Mg
	Карбонат-хлоритовая	Кальцит (доломит, брейнерит)—хлорит—кварц—рутин—пириит	S, Ca, Mg Na, Si
	Хлоритовая	Хлорит—(кварц)—рутин—пириит	S, Mg Na, K, Si
	Серицит-кварцевая (с пиритовыми рудами)	Кварц—сериицит—рутин—пириит	S, K, Fe Na, Ca, Mg
Уровень выщелачивания	Серицитовая	Серицит—рутин—пириит	S, K, Al Na, Ca, Mg, Si
	Кварцевая	Кварц—рутин	Si Na, K, Ca, Mg, Fe, Al

Двум главным группам рудноалтайских месторождений и соответственно двум подтипу закрытого типа ореолов изменения свойственны различные глубины формирования. Основываясь на имеющихся геологических данных [9, 18] и термобарометрических определениях [6], глубину образования месторождений складчато-глыбовых районов можно оценить в интервале от 100–200 до 1000–1500 м от поверхности. Объекты региональных зон смятия формировались на более значительных глубинах, превышавших, вероятно, 2–3 км. Данные глубокого бурения показывают, что пути инфильтрации растворов, трассируемые струями метасоматитов выщелачивания, характеризовались значительно большей протяженностью на месторождениях второй группы в сравнении с объектами первой.

### ВЕРТИКАЛЬНАЯ МЕТАСОМАТИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ НА МЕСТОРОЖДЕНИЯХ С ОРЕОЛАМИ ОТКРЫТОГО ТИПА

Колчеданно-полиметаллические объекты с ореолами околоврудных изменений открытого типа представлены на Малом Кавказе, в Среднегорской зоне Болгарии, в Области зеленых туфов в Японии и ряде других провинций. Общей чертой данного типа месторождений является преимущественное развитие продуктов выщелачивания на всем протяжении рудоносных структур по вертикали при отсутствии или резко подчиненном значении метасоматитов зон осаждения. Как и в случае ореолов закрытого типа, рассматриваемый тип может быть подразделен на нетелескопированный и телескопированный подтипы.

Нетелескопированный подтип ореолов изменения в большей мере свойствен медноколчеданным и колчеданно-цинково-медным месторождениям, связанным с базальтоидным магматизмом, нежели колчеданно-полиметаллическим объектам, ассоциирующим с липаритоидными и андезитоидными вулканогенными формациями. Указанный подтип четко идентифицируется на колчеданных месторождениях Северного Кавказа (Уруп, Худес, Власничиха и др.) и Южного Урала (Молодежное, Майское, Бурибайское, Подольское и др.), характеризующихся накоплением руд и синрудных новообразований в зоне перехода метасоматитов выщелачивания к неизмененным или слабо измененным покрывающим породам.

Близкая ситуация наблюдается и на некоторых колчеданно-полиметаллических месторождениях (Николаевское на Рудном Алтае, Ахтальское на Кавказе, месторождения типа Куроко в Японии). Судя по данным А.В. Зотова и В.Л. Русинова [11], на месторождениях Мацумине и Учинотай, представляющих объекты последней из упомянутых провинций, устанавливается четкий поперечно-зональный ореол выщелачивания (рис. 4). В центральной зоне ореола выделяются кварциты, сменяющиеся к периферии кварц-гидрослюдистыми и аргиллизированными породами (с развитием смешанослойных минералов типа слюда-монтмориллонит) и далее — пропилитизированными породами. На уровне замыкания ореола выщелачивания по вертикали локализуются колчеданно-полиметаллические руды, сопровождаемые маломощной оторочкой синрудных хлоритолитов (в основном со стороны лежачего бока рудных залежей). В направлении от глубин к поверхности по мере удаления от подводящего растворы канала границы метасоматических зон разворачиваются в положение, близкое к горизонтальному, и непосредственно под рудными залежами формируется зональная колонка, ориентированная уже по вертикали.

Таким образом, в зависимости от изменения элементов залегания рудо-контролирующей структуры горизонтальная зональность приобретает вид вертикальной без каких-либо изменений состава минеральных парagenезисов метасоматитов. Если же рассматривать зональность в продольном (к структуре и путям инфильтрации растворов) направлении, то выявляются ее главные элементы, определяющиеся сменой в пространстве метасоматитов центральной зоны выщелачивания (зоны кварцитов) рудными залежами с незначительно проявленными синрудными образованиями. Эта закономерность наблюдается и на других представителях рассматриваемой группы месторождений.

Телескопированный подтип открытых ореолов проявлен на некоторых месторождениях Малого Кавказа (Маднеули) и Среднегорской зоны в НРБ (Челопеч, Радка, Елшица). Его диагностическим признаком является наличие наложенных сульфидных масс (иногда в сопровождении синрудных метасоматитов) на ореол выщелачивания практически по всему вертикальному интервалу его проявления.

Так, на Маднеульском месторождении комплекс метасоматитов выщелачивания контролируется системой сопряженных круто- и полого-падающих разрывов, рассекающих толщу умеренноокислых вулканитов верхнемелового возраста. В пространственном распределении продуктов выщелачивания устанавливается отчетливая вертикальная зональность

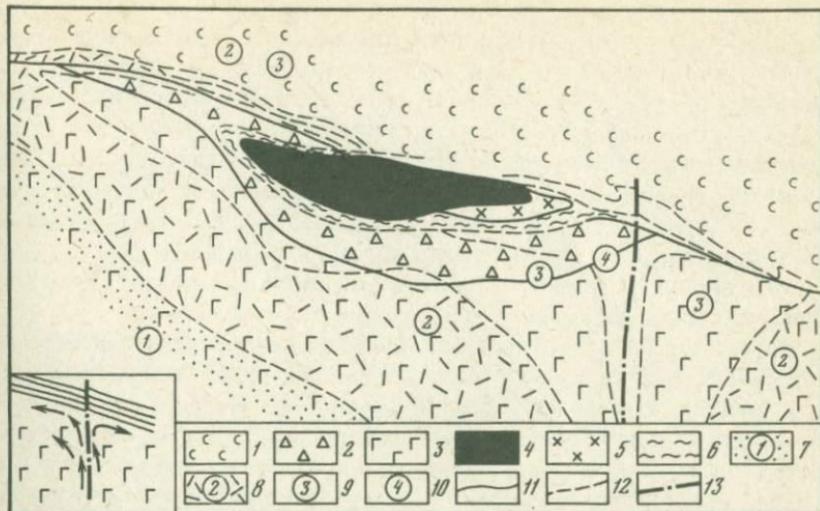


Рис. 4. Схема метасоматической зональности (вертикальное сечение) в околорудных породах месторождений Куроко, по данным А.В. Зотова и В.Л. Русинова [11]. В нижнем левом углу показано предполагаемое направление движения растворов

1 – аргиллиты; 2 – тубобрекции риолитов; 3 – “белые риолиты”; 4 – массивные сульфиды; 5 – гипс; 6 – хлоритовые породы; 7–10 – продукты околорудного метасоматизма (цифры в кружках соответствуют номерам зон); 7 – пропилитизированные риолиты, 8 – аргиллизированные породы (кварц+смешанослойный+пирит), 9 – кварц-гидрослюдистые породы, 10 – кварц-пиритовые породы; 11 – литологические границы; 12 – границы метасоматических зон; 13 – разлом

[7, 8]. Ее выражением является смена от поверхности на глубину вторичных кварцитов кварц-слюдистыми и кварц-хлорит-серийтовыми метасоматитами и далее – пропилитами. В этом же направлении ориентирована рудная зональность, проявляющаяся в переходе баритовых руд в барит-полиметаллические и далее – в колчеданно-полиметаллические, медно- и серноколчеданные.

#### НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА ВЕРТИКАЛЬНОЙ МЕТАСОМАТИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ

Как явствует из приведенных данных, строение вертикальной метасоматической колонки на колчеданно-полиметаллических месторождениях в значительной мере определяется пространственным взаиморасположением уровней выщелачивания и осаждения компонентов. Дополнительный элемент зональности вносится также синрудными метасоматитами, нередко наложенными на продукты выщелачивания.

Формирование ореолов закрытого типа с появлением метасоматитов осаждения, перекрывающих зоны выщелачивания, свидетельствует о завершенности процессов кислотно-щелочного взаимодействия раствора с вмещающими породами и реализации метасоматических явлений на той или иной глубине от поверхности литосферы. При этом в условиях малых глубин образования месторождений и относительно непротяженных путей инфильтрации растворов (объекты складчато-блоковых районов Руд-

ного Алтая) существенной дифференциации вещества на уровне выщелачивания не наблюдается. Метасоматиты осаждения и руды отделены от указанного уровня и наложены на вмещающие породы, не претерпевшие выщелачивания (нетелескопированный подтип). Это явление, свидетельствующее о второстепенной роли кислотно-основной дифференциации в растворах, находит себе объяснение в резком перепаде температур и давлений при выходе растворов из порфировых интрузий в тектонически нарушенные вмещающие среды. Формирование вертикальной зональности на уровне осаждения связано уже с иными факторами, а именно: с нарастанием щелочности и окислительного потенциала растворов по мере их приближения к поверхности.

Существенно отличная обстановка наблюдается на глубинных объектах, характеризующихся и весьма протяженными путями инфильтрации гидротерм (месторождения зон смятия Рудного Алтая). На уровне выщелачивания в них отмечается дифференциация вещества в виде растянутых по вертикали зон кварцитов, серицитолитов и серицит-кварцевых пород, обогащенных пиритом, что можно связать с заметными масштабами переноса ионов ионами алюминия и железа) по колонке в условиях понижения кислотности растворов. Метасоматиты осаждения накапливаются в верхних частях ореола выщелачивания под экранирующими породами и внутри них, испытывая при этом зональное распределение по вертикали, что указывает на заметное влияние фильтрационных явлений. Последние, очевидно, определяют также образование поздних скоплений синрудных хлоритолитов и альбитолов, выступающих как продукты "тыловой" волны оснований дифференцированного гидротермального потока [12, 13], концентрирующие выщелоченные компоненты с глубоких уровней рудоносных структур и в настоящем виде наложенные на зоны выщелачивания (телескопированный подтип ореолов изменения).

Обращаясь к месторождениям с ореолами открытого типа, следует констатировать, что свойственное им преимущественное развитие метасоматитов выщелачивания при отсутствии или слабом проявлении зон осаждения указывает на незавершенность гидротермальных процессов в пространстве, обусловленную выведением выщелоченных оснований за пределы системы метасоматического минералообразования. Колчеданно-полиметаллические объекты данного типа в большинстве своем имеют близповерхностный облик. При этом на ряде месторождений метасоматиты выщелачивания слабо или совсем не дифференцированы по вертикали (ряд месторождений типа Куроко в Японии), в других случаях устанавливается четкая вертикальная метасоматическая зональность, связанная с прогрессирующим окислением растворов и нарастанием их кислотности в направлении от глубин к поверхности (некоторые месторождения Среднегорской зоны в Болгарии и на Малом Кавказе). Основываясь на этих данных, можно полагать, что первые из упомянутых месторождений формировались в условиях затрудненного поступления кислорода поверхности, скорее всего в субаквальных условиях, причем выщелоченные компоненты (совместно с рудогенным составляющими растворов) выносились на дно морского бассейна, а вторые – в субазральной обстановке под воздействием кислорода атмосферы или водозных вод.

В последнем случае отложение руд осуществлялось на уровне выщелачивания, нередко с дифференциацией рудного вещества в соответствии с зональным распределением метасоматитов по вертикали.

Высказанные представления находятся в соответствии с имеющимися геологическими данными об условиях образования рассматриваемых месторождений [14, 4, 3, 24, 23].

Со своей стороны, закономерности строения вертикальной метасоматической колонки представляют дополнительный материал для суждения о генезисе различных групп колчеданно-полиметаллических объектов.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Алышева Э.И., Русинова О.В., Чекваидзе В.Б. О судоите из полиметаллических месторождений Рудного Алтая. – Докл. АН СССР, 1977, т. 236, № 3.
2. Андреева О.В. Основные черты окорудных изменений полиметаллической формации (на примере месторождений Тишинское – Рудный Алтай и Хандиза – Южный Узбекистан). – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 2.
3. Бородаевская М.Б., Горжевский Д.И., Кривцов А.И. и др. Колчеданные месторождения мира. М.: Недра, 1979.
4. Велинов И.А., Логинов В.П., Носик Л.П. и др. Особенности генезиса колчеданных месторождений Среднегорской зоны Болгарии и Югославии. – В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1978.
5. Воробьев Ю.Ю. Геологические особенности и зональность Иртышского полиметаллического месторождения на Алтае. М.: Госгеотехиздат, 1963.
6. Гибшер Н.А. Физико-химические условия формирования некоторых колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая: Автореф. дис.... канд. геол.-минерал. наук. Новосибирск, 1977.
7. Гогишвили В.Г., Ратман И.П., Абашидзе К.И. К вопросу о генезисе вторичных кварцитов Алавердско-Болниссской рудной области. – В кн.: Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании. М.: Недра, 1966.
8. Гогишвили В.Г., Аревадзе Д.В. Температурные перепады при формировании вертикально-зональных колчеданно-полиметаллических месторождений Малого Кавказа: Тез. докл. Симпоз. Междунар. ассоциации по генезису рудных месторождений. Варна, 1974.
9. Горжевский Д.И., Чекваидзе В.Б., Исакович И.З. Типы полиметаллических месторождений Рудного Алтая, их происхождение и методы поисков. М.: Недра, 1977.
10. Жариков В.А. Кислотно-основные характеристики минералов. – Геология руд. месторождений, 1967, № 5.
11. Зотов А.В., Русинов В.Л. Зональность и парагенезисы в окорудных породах на двух месторождениях типа Куроко в Японии. – В кн.: Метасоматиты и оруденение. М.: Наука, 1975.
12. Коржинский Д.С. Гидротермальная кислотно-щелочная дифференциация. – Докл. АН СССР, 1958, т. 122, № 2.
13. Коршинский Д.С. Теория метасоматической зональности. М.: Наука, 1969.
14. Логинов В.П. Серносульфидные залежи новейшего возраста и их значение для геологической классификации и познания условий генезиса колчеданных месторождений. – В кн.: Метасоматиты и оруденение. М.: Наука, 1975.
15. Маракушев А.А. Геохимический анализ процессов экзогенного и эндогенного сульфидного оруденения. – Геология руд. месторождений, 1976, № 6.
16. Овчинников Л.Н. Некоторые закономерности магматогенного рудообразования (по экспериментальным данным). – В кн.: Генетические проблемы руд. М.: Госгеотехиздат, 1960.
17. Радонова Т.Г. Вторичные кварциты и пропилиты медно-колчеданного месторождения Челопеч (Болгария). – Списание на Българското геологическо дружество, 1969, т. XXX, кн. 3.
18. Чекваидзе В.Б. Метасоматические формации полиметаллических месторождений Рудного Алтая и их поисковое значение. – В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1978.

19. Чекваидзе В.Б., Исаакович И.З. Условия формирования послемагматической минерализации Тишинского месторождения. — Сов. геология, 1971, № 6.
20. Чекваидзе В.Б., Кудрявцева Н.Г., Исаакович И.З., Бакуев Н.С. Условия формирования околоврудных метасоматитов и руд Рубцовского месторождения на Рудном Алтае. — Геология руд. месторождений, 1978, № 2.
21. Щербань И.П., Долгов Ю.А., Боровикова Г.А., Гибшер Н.А. Физико-химические условия образования Тишинского колчеданно-полиметаллического месторождения по термодинамическим и термобарометрическим данным. — Геология и геофизика, 1976, № 12.
22. Щербань И.П., Широких И.Н. О новом типе метасоматитов на колчеданно-полиметаллических месторождениях. — Докл. АН СССР, 1977, т. 235, № 2.
23. Geology of Kuroko deposits. Tokyo, 1974.
24. Radanova T.G., Velinov I.A. The alunite facies of the secondary quartzites in the Srednogorian Zone. — Acad. de Sci. Bulgaria, Comptes Rendum, 1969, vol. 22, N 3.

УДК 553.061.11—553.065.5

*В.П. Логинов, У.С. Нафиков,  
П.И. Пирожок*

**К ВОПРОСУ О ЗОНАЛЬНОСТИ МЕТАСОМАТИТОВ  
И ИСТОЧНИКЕ РУДООБРАЗУЮЩЕГО ЖЕЛЕЗА  
НА УЧАЛИНСКОМ КОЛЧЕДАННОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ  
(ЮЖНЫЙ УРАЛ)**

**КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О ГЕОЛОГИИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ**

Меридиональная крутопадающая на запад Учалинская колчеданная залежь приурочена к контакту двух вулканических толщ девонского возраста. На западе с висячим боком рудной залежи граничат миндалекаменные диабазы, в основании которых залегают сверху вниз туфы основного состава, полимиктовые туфопесчаники и грубообломочные кремнекислые туфы. Эти породы в узкой околоврудной полосе подверглись зональному метасоматическому изменению в серицит-кварц-хлоритовые породы. В восточном контакте с лежачим боком рудной залежи находятся эфузивные и в меньшей степени интрузивные кварцевые альбитофиры (палеолипарит-порфиры), их туфы и туфобрекчи. Эти породы вблизи рудного тела превращены в кварц-серийтовые и серицит-кварцевые породы, импрегнированные сульфидами. Среди этих кремнекислых пород, по данным А.С. Бобохова, П.И. Пирожка и З.И. Родичевой [2], присутствуют и послерудные интрузивные субвулканиты липарито-дацитового состава.

Моноклинальное залегание характерно лишь для северной и южной частей колчеданной залежи. Средняя часть ее вверху представляет собой пологолежащее аркообразное утолщение — раздув значительной мощности. Эта часть залежи грубо согласно с пологолежащей здесь кровлей из туфов кремнекислого и смешанного состава, перекрытых палеобазальтами.

Обе рудовмещающие толщи в северо-восточной части месторождения с несогласием перекрыты полимиктовыми песчаниками, осадочными конгломератобрекчиями и вышележащими кремнистыми сланцами верхнеджигетского—нижнефранского возраста.

По данным Н.В. Петровской и А.В. Касьянова [12], главными рудными минералами колчеданной залежи являются пирит, халькопирит и сфalerит, представленные несколькими генерациями. Залежь образовалась в основном метасоматическим способом с заполнением рудным веществом и пустот, возникших в результате предрудных дизъюнктивных смещений и отслаиваний. Однако, по данным Е.И. Богдановой [1], П.И. Пирожка и А.Г. Злотник-Ходкевича [13], Малахова А.И. и других [11], в формировании руд месторождения участвовали также гидротермально-осадочные (экскавационно-осадочные), хемогенные и диагенетические процессы. По данным этих исследователей, а также В.Л. Русинова и О.В. Русиновой [15], в результате складчатости Учалинская залежь приобрела вторичное (субвертикальное) залегание. Рудное тело пересечено серией послерудных даек основного состава, в которых прослеживаются признаки воздействия регионального мтэаморфизма пренит-пумпеллитовой фации [4]. Распространенные западнее граувакковые песчаники  $D_3^2-C_1^1$  уже не затронуты этим метаморфизмом, что косвенно указывает на верхнедевонский геологический возраст пренит-пумпеллитовой минерализации и, следовательно, Учалинского месторождения, на послерудные дайки которого она наложилась. В нескольких километрах к востоку от него разместился крупный гранитоидный массив верхнепалеозойского возраста (Ахуновская интрузия). Некоторые проявления позднейшего метаморфизма на месторождении (в частности, явления оскарнования карбонатизированных участков в послерудных дайках) могут быть связаны с гидротермальной деятельностью верхнепалеозойской гранитной интрузии [18].

## МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ ОКОЛОКОЛЧЕДАННОЙ ЗАЛЕЖИ

Зональные метасоматические изменения наблюдаются в миндалекаменных диабазах и диабазовых порфиритах висячего бока колчеданной залежи. Здесь, начиная от пропилитизированных (эпидотизированных и гематитизированных, а также богатых прохлоритом) диабазов с приближением к рудному телу до 1–2 м из состава диабазов сначала исчезает тонкорассеянный пылевидный гематит. В соответствии с минералогическим правилом фаз Д.С. Коржинского [6, 7] это исчезновение произошло вследствие приобретения полной подвижности компонентом  $Fe_2O_3$  при низкой активности  $Fe^{3+}$ , входящего лишь в составы хлорита и эпидота. Возникает первая зона гидротермально-выщелоченных пород – безгематитовых эпидот- и хлоритсодержащих диабазов, подвергшихся здесь также частичной серicitизации, окварцеванию и позднейшей карбонатизации. С приближением к рудному телу до 0,4–0,5 м в диабазах постепенно исчезает эпидот (приобретение полной подвижности компонентов  $CaO$  с широким проявлением здесь серicitизации микролитов, частичного окварцевания фенокристаллов плагиоклаза и позднейшей кальцитизации). Возникает вторая зона гидротермального выщелачивания – кварц-прохлорит-серicitовых пород с реликтами альбитизированного плагиоклаза с акцессорным сфером и местами с обильным позднейшим кальцитом. Компонент  $SiO_2$ , представленный в этой и последующей зонах самостоятельным минералом – кварцем, которым компенсировалась убыль объема при метасоматизме, должен

считаться вполне подвижным избыточным компонентом [6, 7]. С дальнейшим приближением к руде содержание хлорита резко уменьшается вплоть до его полного исчезновения в составе реликтовых участков метасоматитов среди колчеданной руды (приобретение полной подвижности компонентом MgO, входившим в состав хлорита). Возникает окаторудная зона кварц-серицитовых пород с акцессорными пиритом и рутилом и с позднее возникшим кальцитом. Однако обычной исходной породой для метасоматитов этой зоны являлись не диабазы, а кварцевые палеолипариты, их туфы и брекчии, распространенные восточнее рудного тела в его лежачем боку, а на флангах и глубоких горизонтах – также в висячем боку.

Заслуживает особого внимания случай, когда непосредственно окаторудная зона (мощностью до 20–30 см) представлена почти мономинеральной хлоритовой породой, состоящей из богатого железом (около 25% FeO при 2–3%  $Fe_2O_3$ ) оптически отрицательного хлорита (диабантита, брунсвигита) в ассоциации с рутилом, редким магнетитом и позднейшим кальцитом.  $N_m$  этого хлорита = 1,630–1,638 по сравнению с  $N_m$  = 1,611–1,613 оптически положительного прохлорита второй метасоматической зоны. Эта окаторудная зона существенно хлоритового состава, наблюдалась П.И. Пирожком у западного контакта главного рудного тела на XII уступе между профилями 10 и 11 и в участках профилей 13 и 20; на северном борте IX уступа в участке профиля 24, а также вдоль X уступа, где хлоритовые оторочки встречаются около мелких рудных линз. Хлоритовые мономинеральные зоны местами содержали неравномерную вкрапленность пирита, поэтому представляется вероятным, что отложение хлорита непосредственно предшествовало массовому рудоотложению. Во всяком случае, отсутствие реликтов серицита и серицитизированного плагиоклаза в окаторудных хлоритовых породах указывает на то, что хлоритовая минерализация налагалась на внутреннюю часть ореола гидротермального выщелачивания (т.е. в профиле 13, например, на вторую зону кварц-прохлорит-серицитовых метасоматитов с замещением лишь ее внутренней части).

Кварц-серицитовые и серицит-кварцевые породы слагают полосу шириной до 80 м [12], а местами до 180 м [11] непосредственно восточнее рудного тела. У лежачего бока в них прослеживается прерывистая зона прожилково-вкрапленной сульфидной минерализации мощностью до 50 м. В связи с проявлением здесь предрудной дизъюнктивной тектоники, контролировавшей сульфидную минерализацию, и с размещением как дорудных, так и послерудных кремнекислых субвулканитов выявление деталей метасоматической зональности здесь чрезвычайно затруднено. В первом приближении восточнее рудного тела различаются зоны: 1) рассланцованных кварц-серицитовых пород, 2) массивных вторичных кварцитов, 3) почти мономинеральных серицитовых пород. На северном и южном флангах рудной залежи кварц-серицитовые породы (или их зона) по направлению к палеобазальтам лежачего бока сменяются невыдержанной по простирации прерывистой зоной кварц-хлорит-серицитовых и кварц-серицит-хлоритовых пород. Следовательно, кварц-серицитовые породы слагают более внутреннюю зону рассмотренной выше колонки изменения, но размещаются обычно на месте уже кремнекислых пород лежачего бока рудной залежи. Почти мономинеральные вторичные кварциты располага-

ются в самой внутренней зоне метасоматической колонки, по-видимому, непосредственно около каналов инфильтрации растворов. Здесь все главные компоненты первоначальной породы, кроме  $\text{SiO}_2$ , выщелачивались и на месте их отлагался кварц как избыточный вполне подвижный компонент. Почти мономинеральные серицитовые породы, по наблюдениям В.Л. Русинова, являются обычно оторочками вокруг мелких рудных скоплений пирит-халькопирит-сфалеритового состава. По его представлениям, эти метасоматиты сформировались в связи со стадией медно-цинковой минерализации в качестве зон преимущественного осаждения калия и алюминия.

По наблюдениям М.Б. Бородаевской, М.С. Михайловой, У.С. Нафикова [3], метасоматические изменения горных пород предшествовали их многостадийной сульфидной минерализации. Этот вывод вытекал из наблюдавшейся зависимости степени концентрации сульфидных обособлений, их формы и ориентировки от массивной или сланцеватой текстуры вмещающих метасоматитов и от минерального состава последних. Обнаружение нами на Учалинском месторождении пиритных "кольца Лизеганга" [10] явилось своеобразным подтверждением этого же вывода с экспериментальной стороны. Как известно [16, 17], экспериментально доказанным условием образования ритмических текстур осаждения сульфидов является воздействие раствора-электролита одного из компонентов осаждаемого минерала (в данном случае  $\text{S}_2^{2-}$  иона) на ранее существовавший в порах вмещающей среды раствор другого компонента минерала (в данном случае иона  $\text{Fe}^{2+}$ , который был извлечен в раствор при гидротермальном выщелачивании породы). Следовательно, отложение пирита в виде ритмических колец Лизеганга происходило несколько позднее выщелачивания вмещающего вулканита. Наблюдавшееся же пересечение пиритных колец массивными прожилками пирита указывает на еще более позднее возникновение последних относительно процессов выщелачивания. Естественно, возникает вопрос либо о петрогенном, либо о ювелирном происхождении железа сульфидов массивных и вкрапленных руд месторождения, который мы попытаемся рассмотреть с помощью сравнительных пересчетов химических анализов метасоматически и относительно неизмененных пород.

### ХИМИЧЕСКИЕ СОСТАВЫ ГОРНЫХ ПОРОД И ВЫВОДЫ О ПРИВНОСЕ-ВЫНОСЕ ВЕЩЕСТВА ПРИ ИХ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ИЗМЕНЕНИЯХ

Охарактеризованные выше метасоматиты висячего бока месторождения подверглись химическим анализам в Центральной химической лаборатории ИГЕМ АН СССР. Результаты анализов были пересчитаны В.П. Логиновым по атомно-объемному методу [5] на содержания атомов элементов в стандартном объеме 10 000 Å и далее на весовые содержания элементов в стандартном объеме 1 м<sup>3</sup> (табл. 1–10). Вещественный состав гематитизированного диабаза (обр. 11-П/У-70) из наиболее внешней зоны гидротермального изменения (см. табл. 2) удалось сравнить с вещественным составом еще более удаленного к западу от рудного тела пропилитизированного диабазового порфирита, лишеннего гематитизации и взятого из

Таблица 1

Пересчет химического анализа образца диабазового порфирита

Компо-ненты	Вес. %	Пересчет на 100%	$N_i^v$		$p_i$ (в 1 м <sup>3</sup> ) = $166a_iN_i^v$
			катионы	анионы	
SiO <sub>2</sub>	46,72	46,50	137,52	275,04	641156,19 г
TiO <sub>2</sub>	0,54	0,54	1,20	2,40	9541,68
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,21	17,12	59,66	89,49	267212,90
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,93	2,91	6,47	9,70	59980,79
FeO	7,27	7,23	17,88	17,88	165758,36
MnO	0,18	0,18	0,45	0,45	4103,86
MgO	5,64	5,61	24,72	24,72	99764,77
CaO	10,14	10,08	31,93	31,93	212439,23
Na <sub>2</sub> O	3,45	3,43	19,66	9,83	75028,59
K <sub>2</sub> O	0,48	0,48	1,81	0,90	11748,58
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,75	0,75	1,87	4,67	9614,88
П.п.п.	5,20	5,17	101,95	50,98	17058,58
С у м м а	101,51	100,00	405,12	517,99	

Формула:  $Si_{137,52}Ti_{1,20}Al_{59,66}Fe^{3+}_{6,47}Fe^{2+}_{17,88}Mn_{0,45}Mg_{24,72}Ca_{31,93}Na_{19,66}K_{1,81} \times$   
 $\times P_{1,87}[(OH_{101,95}O_{416,04})_{517,99}]$ .

П р и м е ч а н и е. Весовое содержание элемента "i" в 1 м<sup>3</sup>, обозначенное как  $p_i$ , определяется на основании формулы (50б) справочника [5, с. 114], относящейся к геометрическому объему 1000 см<sup>3</sup>. Эта формула:  $p_i = 0,166a_iN_i^v$ , где  $a_i$  – атомный вес элемента,  $N_i^v$  – количество атомов элемента в объеме 10000 Å; объемный вес 2,95 г<sup>3</sup>; суммарный вес железа 225739 г; вес кислорода 1375729,80 г, вес 1 м<sup>3</sup> породы 2949137,40 г.

Анализ из материалов Башкирского геологического управления.

керна скв. 950 с глубины 920,6 м (см. табл. 1). Как видим из сравнения, весовая сумма окисного и закисного железа в 1 м<sup>3</sup> гематитизированного диабаза лишь немного превышает весовую сумму железа в пропилитизированном диабазе, но содержание окисного железа в первом (136092,43 г.) более чем в два раза превышает количество окисного железа (59980,79) во втором, при обратном соотношении закисного железа. Следовательно, при гематитизации диабазов происходило в основном окисление закиси железа пропилитизированных диабазов, а небольшой привнос железа при этом можно объяснить некоторым возрастанием содержания хлорита в гематитизированном диабазе. Это подтверждается также возрастшими количествами магния, алюминия и водорода в последнем (см. табл. 2) по сравнению с пропилитизированным диабазом (см. табл. 1). Кроме того, содержание калия в гематитизированном диабазе возрастает более чем в пять раз при некотором уменьшении натрия, что указывает на интенсивную серицитизацию этой породы, хотя и при неполном замещении серицитом альбитизированного плагиоклаза. О поведении эпидота при гематитизации пропилитизированного диабаза судить невозможно, так как содержание CaO в последнем (см. табл. 1) связано не только с эпидотом, но и с кальцитом. Из анализа же гематитизированного диабаза (см. табл. 2) содержа-

ние кальция, связанного с кальцитом, удалось исключить благодаря имеющемуся определению содержания  $\text{CO}_2$ .

Таким образом, гематитизированные диабазы висячего бока колчеданной залежи представляют собой, по-видимому, начальную ступень гидротермальных изменений (гематитизации, серицитизации и хлоритизации) пропилитизированных диабазов, представленных породой из керна скв. 950 с глубины 920,6 м (см. табл. 1).

С дальнейшим приближением к рудному телу до 2–1,5 м гематит из состава диабазов исчезает. В узкой зоне мощностью 0,8–1,5 м в составе диабазов имеются серицитизированный плагиоклаз, прохлорит, эпидот, кварц, сфеен и позднейший кальцит. Вещественный состав этой породы представлен табл. 3. Как видим из сравнения с табл. 2 по содержаниям калия и натрия, количество серицита в этой породе несколько меньше, а количество альбитизированного плагиоклаза – больше, чем в предыдущей зоне гематитизированного диабаза. Однако содержание железомагнезиального хлорита ( $N_m = 1,613 \pm 0,002$ ) здесь несколько возрастает ( $\text{Mg} = 158404,83$  в 1 м<sup>3</sup> по сравнению с 121638,47 и  $\text{Fe}^{2+} = 132106,07$  г в 1 м<sup>3</sup> по сравнению с 111988,87 г, содержащихся в гематитизированном диабазе). Значительное уменьшение  $\text{Fe}^{3+}$  в связи с растворением гематита выражается сравнением цифр 136092,43 г (см. табл. 2) и 60444,32 г (см. табл. 3) в 1 м<sup>3</sup> той и другой породы. Сохранившееся в описываемой зоне окисное железо, по-видимому, распределяется в неопределенной пропорции между хлоритом и эпидотом. Однако, судя по содержаниям кальция, количество эпидота в данной зоне убывает более чем в 2 раза (кальция здесь содержится лишь 42181,79 г в 1 м<sup>3</sup> вместо 96672,16 г в 1 м<sup>3</sup> предыдущей зоны). Следовательно, часть резкой убыли содержания окисного железа следует относить за счет растворения не только гематита, но и части эпидота.

Таким образом, суммарное содержание железа в данной зоне по сравнению с суммарным железом зоны гематитизированного диабаза убывает, что выражается разностью 248081,30 – 192550,39 = 55530,91 г в 1 м<sup>3</sup>. Если принять во внимание наблюдаемую максимальную мощность этой зоны в 1,5 м, то каждый метр протяженности ее по простиранию и падению мог явиться источником 83296,37 г железа. Отсюда из принимаемого нами здесь и далее стандартного объема этой зоны протяженностью в 10 м по простиранию и по падению, т.е. из объема в 150 м<sup>3</sup>, было выщелочено железа 8329 кг 637 г.

Содержание кремния в рассматриваемой зоне несколько возрастает, что указывает, вероятно, на некоторое увеличение количества кварца. Содержания остальных элементов (алюминий, титан, водород) остаются приблизительно неизмененными.

В следующей, более близкой к рудному телу зоне, на расстояниях от него приблизительно между 0,75 и 0,25 м эпидот уже полностью отсутствует. Метасоматическая порода слагается в основном хлоритом (прохлоритом,  $N_m = 1,615 \pm 0,002$ ) и серицитом при небольшом участии кварца, сфеена и рутила и при значительном содержании замещавшего все минералы кальцита. Химический состав данной породы (обр. 5а – П/70-У на расстоянии 0,4 м от контакта с рудой) пересчитан по той же системе с предварительным исключением, что и в табл. 2 и 3, кальцита, как возникшего явно

Таблица 2

Пересчет анализа 48406 ЦХЛ ИГЕМ АН СССР, обр. 11-П  
У-70 гематитизированного  
диабаза с серицитом, эпидотом, хлоритом и позднейшим кальцитом

Компоненты	Вес. %	Мол. колич.	Атом. колич.	Кальцит	Вес. % кальцита
SiO <sub>2</sub>	41,16	0,685	0,685		
TiO <sub>2</sub>	0,83	0,010	0,010		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,20	0,169	0,338		
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,21	0,039	0,078		
FeO	4,60	0,064	0,064		
MnO	0,17	0,002	0,002		
MgO	6,44	0,160	0,160		
CaO	9,03	0,161	0,161	0,084	4,71
Na <sub>2</sub> O	2,34	0,038	0,076		
K <sub>2</sub> O	2,34	0,024	0,048		
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	5,10	0,238	0,566		
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,20	0,011	0,022		
CO <sub>2</sub>	3,71	0,084	0,084	0,084	3,71
Сумма	99,33				8,42

Формула: Si<sub>129,37</sub>Ti<sub>1,95</sub>Al<sub>63,74</sub>Fe<sup>3+</sup><sub>14,68</sub>Fe<sup>2+</sup><sub>12,08</sub>Mn<sub>0,46</sub>Mg<sub>30,14</sub>Ca<sub>14,53</sub>Na<sub>14,24</sub>K<sub>9,36</sub> ×  
× [(OH)<sub>106,87</sub>O<sub>395,84</sub>]<sub>502,71</sub>.

Примечание. Объемный вес 2,85 г<sup>3</sup>; суммарный вес железа 248081,30 г; вес кислорода 1340698,50 г.

позднее рассматриваемого метасоматического процесса (см. табл. 4). Сравнение табл. 3 и 4 показывает, что в составе характеризуемой кварц-хлорит-серицитовой породы резко возрастает содержание калия (110345,84 г в 1 м<sup>3</sup> вместо 29923,2 г предыдущей зоны) и убывает содержание натрия (24309,87 г вместо 66938,02 г предыдущей зоны). Первое изменение связано с увеличением количества серицита, а последнее — с уменьшением количества альбита, заместившегося в основном серицитом. Однако небольшая часть альбита в породе осталась. Небольшое количество кальция, что указывается весом кальция в 1796,39 г (вместо 42181,79 г в 1 м<sup>3</sup> предыдущей зоны) после полного исчезновения эпидота и исключения кальцита из состава породы, заключено, по-видимому, в составе сфена. Содержание окисного железа несколько уменьшается в связи с исчезновением эпидота из состава породы при более чем компенсирующем возрастании содержания закисного железа (139129,85 г в 1 м<sup>3</sup> вместо 132106,07 г в 1 м<sup>3</sup> предыдущей зоны). Это небольшое увеличение количества закисного железа произошло при некотором уменьшении содержания магния, что указывает, по-видимому, на возрастание железистости хлорита, как единственного минерала, содержащего в этой зоне закисное железо. Суммарное возрастание количества железа в данной зоне на 1 м<sup>3</sup> породы выражается разностью 196628,99 — 192550,39 = 4078,6 г. При мощности данной зоны около 0,5 м и при стандартном протяжении по падению и прос-

Вес. % остатка	Пересчет на 100%	$N_i^V$		$p_i$ (в 1 м <sup>3</sup> ) = $= 166 a_i N_i^V$
		катионы	анионы	
41,16	45,28	129,37	258,74	603158,64 г
0,83	0,91	1,95	3,90	15505,23
17,20	18,93	63,74	95,61	285486,93
6,21	6,83	14,68	22,02	136092,43
4,60	5,06	12,08	12,08	111988,87
0,17	0,19	0,46	0,46	4195,06
6,44	7,08	30,14	30,14	121638,77
4,32	4,75	14,53	14,53	96672,16
2,34	2,57	14,24	7,12	54344,21
2,34	2,57	9,36	4,68	60755,12
5,10	5,61	106,87	53,43	17881,81
0,20	0,22	4,19	2,09	701,08
90,91	100,00	401,61	504,80	2849118,40

тирианию подсчитываемого блока в 10 м это увеличение железа по сравнению с предыдущей зоной составляет 203 кг 960 г. Этот привнос железа мог произойти за счет выноса 8329 кг его из более внешней зоны. В таком случае остается еще неиспользованным 8125 кг вынесенного из этой зоны железа.

Следующая, уже непосредственно примыкающая к рудному телу узкая (20–25 м) зона метасоматического изменения представлена обр. З-П/70-У хлоритовой породы, в составе которого есть значительная примесь более позднего кальцита. Хлорит (бронсвигит) здесь резко отличается по своим оптическим свойствам ( $N_m = 1,628 - 1,630 \pm 0,002$ ,  $N_g$  — темно-зеленый,  $N_p$  — светло-желтый, оптически отрицателен) и по богатому железом его составу от оптически положительного прохлорита ( $N_m = 1,612 - 1,615 \pm 0,002$ ) более внешних зон колонки. В хлоритовой массе этого образца, пересеченной прожилками кальцита, сохранились местами миндалинки, заполненные кальцитом или реже кварцем. В этой хлоритовой породе присутствуют также редкие октаэдры магнетита (размером до 1 мм) и тончайшая вкрапленность сульфидов пирита и халькопирита. Последние представляют собою, по-видимому, эпигенетическую вкрапленность сульфидов, метасоматически развивающуюся одновременно с продуктивным отложением руды, контактирующей с этим образцом. Кроме того, под микроскопом среди тонкочешуйчатой массы хлорита различаются многочисленные округ-

Таблица 3

Пересчет химического анализа 48403 ЦХЛ ИГЕМ АН СССР, обр.  $\frac{7-10}{y-70}$  – кварц-серпентит-хлоритовой породы с эпидотом и кальцитом в миндалинах и прожилках кальцита

Компоненты	Вес.%	Мол. колич.	Атом. колич.	Кальцит	Вес.% кальцита
SiO <sub>2</sub>	44,38	0,739	0,739		
TiO <sub>2</sub>	0,88	0,011	0,011		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,73	0,164	0,328		
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,84	0,017	0,034		
FeO	5,59	0,078	0,078		
MnO	0,18	0,003	0,003		
MgO	8,64	0,214	0,214		
CaO	7,04	0,126	0,126	0,091	5,10
Na <sub>2</sub> O	2,97	0,048	0,096		
K <sub>2</sub> O	1,44	0,015	0,031		
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	4,98	0,276	0,552		
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,20	0,012	0,024		
CO <sub>2</sub>	4,02	0,091	0,091	0,091	4,02
Сумма	99,89				9,12

Примечание. Объемный вес 2,76 г<sup>3</sup>; суммарный вес железа 192550,39 г; вес кислорода 1325320,8 г.

Таблица 4

Пересчет химического анализа 48404 ЦХЛ ИГЕМ АН СССР, обр.  $\frac{5a-\Pi}{70-y}$  кварц-хлорит-серпентитовой породы с прожилками кальцита

Компоненты	Вес.%	Мол. колич.	Атом. колич.	Кальцит	Вес.% кальцита
SiO <sub>2</sub>	42,18	0,702	0,702		
TiO <sub>2</sub>	0,87	0,011	0,011		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,34	0,179	0,358		
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,58	0,016	0,032		
FeO	5,68	0,078	0,078		
MnO	0,17	0,002	0,002		
MgO	7,42	0,184	0,184		
CaO	6,19	0,111	0,111	0,109	6,11
Na <sub>2</sub> O	1,04	0,016	0,033		
K <sub>2</sub> O	4,20	0,045	0,090		
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	5,58	0,321	0,642		
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,13	0,007	0,014		
CO <sub>2</sub>	4,80	0,109	0,109	0,109	4,80
Сумма	99,38				10,91%

Примечание. Объемный вес 2,80 г<sup>3</sup>; суммарный вес железа 196628,99 г<sup>3</sup>; вес кислорода 1351959,50 г.

Вес.% остатка	Пересчет на 100%	$N_i^V$		$p_i \text{ (в 1 м}^3\text{)} = 166 a_i N_i^V$
		катионы	анионы	
44,38	48,88	135,24	270,48	630526,90 г
0,88	0,97	2,02	4,04	16061,83
16,73	18,43	60,10	90,15	269183,63
2,84	3,13	6,52	9,78	60444,32
5,59	6,16	14,25	14,25	132106,07
0,18	0,20	0,47	0,47	4286,26
8,64	9,52	39,25	39,25	158404,83
1,94	2,14	6,34	6,34	42181,79
2,97	3,27	15,54	8,77	66938,02
1,44	1,59	5,61	2,80	36414,13
4,98	5,49	101,32	50,65	16948,15
0,20	0,22	4,05	2,03	677,66
90,77	100,00	391,71	499,01	2759494,00

Вес.% остатка	Пересчет на 100%	$N_i^V$		$p_i \text{ (в 1 м}^3\text{)} = 166 a_i N_i^V$
		катионы	анионы	
42,18	47,68	133,84	267,68	623999,01 г
0,87	0,98	2,07	4,14	16459,40
18,34	20,72	68,55	102,82	307030,58
2,58	2,92	6,17	9,26	57199,14
5,68	6,42	15,04	15,04	139429,85
0,17	0,19	0,45	0,45	4103,87
7,42	8,39	35,09	35,09	141615,94
0,08	0,09	0,27	0,27	1796,39
1,04	1,17	6,37	3,19	24309,87
4,20	4,75	17,00	8,50	110345,84
5,78	6,54	122,41	61,20	20482,01
0,13	0,15	2,81	1,40	470,18
88,47	100,00	410,07	509,04	2799201,00

Таблица 5

Пересчет химического анализа 48405 ЦХЛ АН СССР, обр.  $\frac{3-\Pi}{70-\text{у}}$  хлоритовой породы  
с убогой вкрапленностью магнетита и сульфидов и с карбонатными прожилками

Компоненты	Вес.%	Мол. колич.	Атом. колич.	Кальцит	Доломит	Вес.% кальцита
SiO <sub>2</sub>	24,32	0,4047	0,405			
TiO <sub>2</sub>	1,14	0,0143	0,014			
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,02	0,1670	0,334			
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,88	0,0180	0,036			
FeO	26,51	0,3690	0,369			
MnO	0,36	0,0041	0,004			
MgO	10,37	0,2572	0,257	0,0035		
CaO	3,64	0,0649	0,065	0,614	0,0035	3,44
Na <sub>2</sub> O	0,003	0,0001				
K <sub>2</sub> O	0,008	0,0001				
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	9,98	0,5595	1,118			
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,20	0,0111	0,022			
CO <sub>2</sub>	3,01	0,0684	0,068	0,0614	0,0070	3,01
S	0,559	0,0070				
Сумма	100,00					

\* Допустимая сера, связанная с сульфидами.

Примечание. Объемный вес 2,96 г<sup>3</sup>; суммарный вес железа 718286,23 г; вес кислорода 13240446,0 г.

льные зернышки и призмочки рутила и единичные метасомы барита. Граница хлоритовой зоны с более внешней хлорит-серицитовой зоной резкая. Общими минералами обеих зон являются лишь присутствующие в ничтожных количествах кварц и рутил. Состав же хлорита при переходе из одной зоны в другую подвергся настолько большой вариации с достигнутым в хлоритовой зоне преобладанием содержания FeO над MgO (см. табл. 5), что в каждой зоне отмечена особая разновидность хлорита. Набор инертных компонентов, определяющих минеральный состав описываемой хлоритовой зоны, состоит из Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (магнетит), TiO<sub>2</sub> (рутил), BaO (барит) и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (хлорит) при высоких потенциалах вполне подвижных компонентов FeO, H<sub>2</sub>O и при низких потенциалах вполне подвижных щелочей, а также при избыточном поведении SiO<sub>2</sub> (кварц). Подобное резкое изменение режима компонентов при переходе сюда из предыдущей зоны не соответствует ранее прослеженной тенденции возникновения зональности метасоматической колонки. Нормальное развитие последней от внешних зон ее к внутренним выражалось: а) в приобретении полной подвижности компонентов Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, который в данной зоне, наоборот, является инертным, определяя возникновение магнетита, б) в нарастании активности компонента K<sub>2</sub>O (возрастание количества серицита), которая здесь, в хлоритовой зоне совершенно не проявилась, в) в сравнительно низкой активности компонента FeO, которая резко увеличилась в зоне, сложенной

Вес.% доломита	Вес.% остатка	Пересчет на 100%	N <sub>i</sub> <sup>v</sup>		$p_i$ (в 1 м <sup>3</sup> ) = $= 166 a_i N_i^v$
			катионы	анионы	
24,32	26,10	77,45	154,90	361093,27 г	
1,14	1,22	2,70	5,40	21468,78	
17,02	18,26	63,85	95,77	285979,61	
2,88	3,09	6,90	10,34	63967,15	
26,51	28,45	70,58	70,58	654319,08	
0,36	0,38	0,95	0,95	8663,72	
0,14	10,23	10,97	48,50	195735,91	
0,20					
0,003	0,003	0,017	0,009	64,88	
0,008	0,008	0,030	0,015	195,73	
9,98	10,71	211,95	105,98	35464,11	
0,20	0,21	4,15	2,07	694,39	
0,56*	0,60	1,34	4,02	7132,32	
93,211	100,00	487,95	498,53	2928823,62	

железистым хлоритом. Более внутренние зоны нормального развития колонки гидротермального выщелачивания действительно появляются далее к востоку в останцах кварц-серицитовых пород и вторичных кварцитов среди колчеданной руды и восточнее главного рудного тела, где эти метасоматические породы возникли уже за счет кремнекислых вулканитов (липаритовых порфиров и их туфобрекций).

Развитие же почти мономинеральной хлоритовой зоны около рудного тела было более тесно связано во времени с более поздним рудоотложением, наложившимся на нормальную метасоматическую колонку и на эти более поздние хлоритовые метасоматиты. Как уже отмечалось в литературе [8, 9], в других случаях узкие околоврудные зоны, обогащенные магнезиально-железистым хлоритом, представляли собой, вероятно, диффузионные ореолы около рудных тел, наложившиеся почти одновременно с последними на обычную колонку гидротермального выщелачивания. В отличие от этих диффузионных ореолов в околоврудных хлоритовых зонах Учалинского месторождения отсутствует закономерная градация величины светопреломления хлоритов и имеются признаки метасоматического наложения сульфидной вкрапленности на хлоритовую массу. Независимо от неясных пока условий происхождения околоврудных зон богатого железом хлорита возникает вопрос об источнике железа, заключенного как в этих хлоритовых ореолах, так и в сопутствующей колчеданной руде.

Таблица 6

Пересчет химического анализа обр. 100/П-67 кварцевого альбитофира (липарита)

Компоненты	Вес.%	Пересчет на 100%	$N_i^v$		$p_i$ (в 1 м <sup>3</sup> ) = $= 166 a_i N_i^v$
			катионы	анионы	
SiO <sub>2</sub>	73,22	73,12	194,51	389,02	906859,30 г
TiO <sub>2</sub>	0,34	0,34	0,68	1,36	5406,95
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,00	12,96	40,70	61,05	182292,41
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,47	1,47	2,94	4,41	27255,56
FeO	3,45	3,45	7,66	7,66	71012,81
MnO	0,03	0,03	0,06	0,06	547,18
Fe-пирит	Сл.	Сл.	—	—	
MgO	0,76	0,76	2,91	2,91	11744,15
CaO	0,63	0,63	1,79	1,79	11909,37
Na <sub>2</sub> O	5,61	5,61	28,90	14,45	110291,26
K <sub>2</sub> O	0,52	0,52	1,78	0,88	11553,85
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,05	0,05	0,11	0,27	565,58
SO <sub>3</sub>	0,02	0,02	0,04	0,12	212,90
S-пирит	0,11	0,11	—	0,55	2927,44
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,93	0,93	15,47	7,73	2588,48
Сумма	100,14	100,00	297,53	492,26	2651090,3

Формула: Si<sub>194,51</sub>Ti<sub>0,68</sub>Al<sub>40,70</sub>Fe<sub>3+4</sub>Fe<sub>2+7,66</sub>Mn<sub>0,06</sub>Mg<sub>0,91</sub>Ca<sub>1,79</sub>Na<sub>28,9</sub>K<sub>1,78</sub> ×  
× P<sub>0,11</sub>S<sub>0,04</sub>[(OH)<sub>15,47</sub>S<sub>0,55</sub>O<sub>476,24</sub>]<sub>492,26</sub>.

Примечание. Объемный вес 2,65 г<sup>3</sup>; суммарный вес железа 98268,37/г; вес кислорода 1305932,70 г. Анализ из материалов Учалинского ГОК.

При пересчете химического состава породы из хлоритовой зоны (см. табл. 5) весь CaO и небольшая часть MgO были исключены как карбонаты из-за довольно высокого содержания CO<sub>2</sub> (3,01%) из дальнейшего пересчета в связи с более поздним развитием карбонатных прожилков. Весовой состав химических элементов остатка породы характеризуется следующими особенностями по сравнению с составом породы из предыдущей зоны (сравни табл. 4 и 5). Содержания щелочных металлов здесь резко уменьшились, а содержания магния и водорода возросли в связи с резким преобладанием хлорита в составе породы. Содержания кремния и алюминия уменьшились при очень значительном возрастании железа, особенно закисного (654319,08 г вместо 139429,85 г на 1 м<sup>3</sup> предыдущей зоны). Суммарное увеличение содержания железа по сравнению с предыдущей зоной на 1 м<sup>3</sup> равно разности 718286,23 – 196628,99 = 521 кг 657,24 г. Для стандартного блока пород из этой зоны (мощностью 0,25 м и протяженностью по простирианию и падению в 10 м) необходимый привнос железа составил бы 13041 кг 46 г. Если признать, что возникновение описываемой хлоритовой зоны последовало вскоре за формированием охарактеризованных выше зон изменения диабазов, то остаток железа 8215 кг, выщелоченного при гидротермальном изменении гематитизированных диабазов и недоиспользованного при формировании следующей более внутрен-

Таблица 7

Пересчет химического анализа обр. 198/П-67 серпентитовой породы (анализ из материалов Учалинского ГОК)

Компоненты	Вес.%	Пересчет на 100%	$N_i^v$		$p_i$ (в 1 м <sup>3</sup> ) = $= 166 a_i N_i^v$
			катионы	анионы	
SiO <sub>2</sub>	45,95	46,06	128,36	256,72	598449,74 г
TiO <sub>2</sub>	0,68	0,68	1,42	2,84	11290,98
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	32,32	32,39	106,40	159,60	476558,04
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,65	0,65	1,36	2,04	12608,01
FeO	0,43	0,43	1,00	1,00	9270,60
MnO	Сл.	Сл.	—	—	
Fe-пирит	2,74	2,75	8,28	—	76760,58
MgO	0,91	0,91	3,78	3,78	15255,29
CaO	0,71	0,71	2,12	2,12	14104,95
Na <sub>2</sub> O	0,76	0,76	4,10	2,05	15646,85
K <sub>2</sub> O	7,25	7,27	25,84	12,92	167725,68
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,04	0,04	0,09	0,23	462,75
S-пирит	3,16	3,17	—	16,56	88142,65
BaO	Не обн.	—	—	—	
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	4,17	4,18	77,70	38,85	13000,99
Сумма	99,77	100,00	360,56	498,71	2779818,80

Формула: Si<sub>128,36</sub>Ti<sub>1,42</sub>Al<sub>106,40</sub>Fe<sub>3+,4</sub>Fe<sub>2+,7,66</sub>Mg<sub>3,78</sub>Ca<sub>2,12</sub>Na<sub>4,10</sub> ×  
× K<sub>25,84</sub>P<sub>0,09</sub>[(OH)<sub>77,70</sub>S<sub>16,56</sub>O<sub>404,11</sub>498,71].

Примечание. Объемный вес 2,78 г<sup>3</sup>; суммарный вес железа 21878,61 г.

ней зоны, мог бы полностью поглотиться при образовании хлоритовой зоны. Необходимое дополнительное количество железа 4916 кг 46 г могло быть доставлено предшествовавшим процессом гидротермального выщелачивания, проявившимся в кремнекислых породах лежачего (восточного) бока рудной залежи. Мог ли заключаться в этом и источник железа последней, следует, конечно, проверить количественным расчетом.

К сожалению, в дальнейшем для сравнения пришлось использовать химические анализы горных пород, строго не принадлежащих к соседним зонам и тем более не присущих одной и той же метасоматической колонке, в которой метасоматическая порода каждой внутренней зоны могла возникнуть путем замещения метасоматической породы соседней более внешней зоны. Поскольку же нет уверенности в полной идентичности первоначальных химических составов двух сравниваемых пород, то не следует придавать значение небольшим различиям в их химических составах. В таком случае лишь крупные различия их могли произойти за счет привноса-выноса вещества. Так, табл. 6 представляет результаты пересчета химического анализа обр. 100/П-67 слабо измененного интрузивного альбитофира, взятого на южном ланге месторождения в районе профилей 1–2 и принадлежащего по данным А.С. Бобохова, П.И. Пирожка и З.И. Родичевой [2], к второй (предрудной) стадии внедрения липаритовых порфиров. Для сравнения табл. 7 дает вещественный состав пиритоносного вторичного

Таблица 8

Пересчет химического анализа обр. 128/П-67 серицит-кварцевой породы

Компо-ненты	Вес.%	Пересчет на 100%	$N_i^v$		$p_i$ (в 1 м <sup>3</sup> ) = $= 166 a_i N_i^v$
			катионы	анионы	
SiO <sub>2</sub>	78,03	78,45	227,26	454,52	1059548,80 г
TiO <sub>2</sub>	0,38	0,38	0,82	1,64	6520,14
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,03	4,05	13,82	20,73	61898,79
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Сл.	Сл.	—	—	
FeO	1,93	1,94	5,56	5,56	51544,54
MnO	0,05	0,05	0,12	0,12	1094,36
Fe-пирит	4,44	4,46	13,92		129046,77
MgO	0,25	0,25	1,05	1,07	4318,30
CaO	0,36	0,36	1,11	1,11	7385,14
Na <sub>2</sub> O	0,34	0,34	1,90	0,95	7250,98
K <sub>2</sub> O	1,01	1,01	3,72	1,86	24146,26
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,05	0,05	0,12	0,30	617,00
SO <sub>3</sub>	0,76	0,76	1,65	4,95	8782,33
S-пирит	5,10	5,13		27,84	148181,85
BaO	1,16	1,15	1,29	1,29	29409,99
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,61	1,62	31,30	15,65	5237,21
				O=509,75	O=1353845,20
С у м м а	99,49	100,00	303,66	537,59	2898827,0 г

Формула: Si<sub>22</sub>7,26 Ti<sub>0</sub>,82 Al<sub>1</sub>3,82 Fe<sub>0</sub>,00<sup>3+</sup> Fe<sub>5</sub>,56<sup>2+</sup> Mn<sub>0</sub>,12 Fe<sub>пирит</sub>,13,92 Mg<sub>1</sub>,07 Ca<sub>1</sub>,11 × X Na<sub>1</sub>,90 K<sub>3</sub>,72 P<sub>0</sub>,12 S<sub>1</sub>,65 Ba<sub>1</sub>,29 [(OH)<sub>31</sub>,30 S<sub>27</sub>,84 O<sub>478</sub>,45] <sub>537</sub>,59.

Примечание. Объемный вес 2,89 г<sup>3</sup>; анализ из материалов Учалинского ГОК.

кварцита (обр. 128/П-67, взятый из осевой части зоны оруденения в районе профиля 8). На основании сходства реликтовой порфировой микроструктуры этой метасоматической породы предполагается ее происхождение за счет липаритового порфира типа обр. 100/П-67. Сравнение результатов пересчета химических анализов этих двух пород (см. табл. 6 и 7) приводит к следующим выводам о привносе-выносе вещества. При возникновении пиритоносного вторичного кварцита произошел значительный привнос в исходную кремнекислую порфировую породу кремния, калия, бария, водорода, серы и связанного с ней закисного железа при существенном выносе алюминия, натрия и железа, связанного с силикатами. При этом объемный вес увеличился от 2,65 до 2,89, по-видимому, за счет отложения в метасоматической породе тяжелых минералов — около 9,5% пирита и около 2% барита. Как видно из сравнения табл. 6 и 7, сумма окисного и закисного железа, связанного с силикатами (хлоритом), во вторичном кварците уменьшилась на 46723,83 г (в объеме 1 м<sup>3</sup>) по сравнению с составом неизмененного кварцевого альбитофира. Однако это уменьшение более чем полностью (почти трехкратно) скомпенсировалось привносом железа (129046,77 г), использованного на новообразование пирита в составе того же вторичного кварцита.

Таблица 9

Пересчет химического анализа образца диабазового порфирита из керна скв. 921 с глубины 1505,3 м

Компоненты	Вес.%	Пересчет на 100%	$N_i^v$		$p_i$ (в 1 м <sup>3</sup> ) =	Примечание
			катионы	анионы	$= 166 a_i N_i^v$	
SiO <sub>2</sub>	48,60	48,69	142,04	284,08	662229,68 г	
TiO <sub>2</sub>	0,63	0,63	1,38	2,76	10972,93	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,15	16,18	55,63	83,44	249162,82	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,74	3,75	8,23	12,34	76297,05	Суммарный вес
FeO	6,66	6,67	16,27	16,27	150832,69	
MnO	0,20	0,20	0,49	0,49	4468,66	железа
MgO	7,0	7,01	30,47	30,47	122970,58	227129,74
CaO	8,65	8,67	27,09	27,09	180237,35	
Na <sub>2</sub> O	3,69	3,70	20,93	10,47	79875,30	
K <sub>2</sub> O	0,48	0,48	1,79	0,89	11618,77	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,10	0,10	0,25	0,62	1285,41	
П.п.п.	3,91	3,92	76,28	38,14	12763,40	Вся п.п.п. принята как H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>
Сумма	99,81	100,00	380,85	507,06	2909415,13	

Формула: Si<sub>142,04</sub>Ti<sub>1,38</sub>Al<sub>55,63</sub>Fe<sub>8,23</sub><sup>3+</sup>Fe<sub>16,27</sub><sup>2+</sup>Mn<sub>0,47</sub>Ca<sub>27,09</sub>Na<sub>20,93</sub>K<sub>1,79</sub>P<sub>0,25</sub> ×  
× [(OH)<sub>76,28</sub>O<sub>430,78</sub>]<sub>507,06</sub>

Примечание. Объемный вес 2,91 г<sup>3</sup>; суммарный вес железа 227129,74 г; вся п.п.п. принята как H<sub>2</sub>O<sup>+</sup>. Анализ из материалов Башкирского геологического управления.

Выше уже отмечалось, что прожилково-вкрапленная пиритная минерализация во вторичных кварцитах происходила несколько позднее процесса гидротермального выщелачивания и, по-видимому, более или менее одновременно с рудоотложением главного рудного тела. При этом количество привнесенного железа при пиритизации вторичного кварцита могло зависеть от степени его трещиноватости и эффективной пористости, установившейся к этому моменту. Даже в таком случае источником железа пирита и сопутствующих сульфидов во вторичных кварцитах могли быть исходные породы последних, подвергшиеся несколько более раннему выщелачиванию с образованием (в трещинах и порах) застойных растворов, несущих все выщелоченные химические элементы, в том числе и железо. Воздействие позднее привнесенного сероводорода могло привести к осаждению пирита. При этом количество пирита во вторичном кварците в зависимости от степени трещиноватости и пористости последнего могло и не соответствовать строго тому количеству железа, которое было выщелочено из исходной породы данного вторичного кварцита. Таким образом, сравнение табл. 6 и 7 приводит нас к трем заключениям: 1) при гидротермальном выщелачивании липаритового порфира, как исходной породы вторичного кварцита, происходил существенный вынос железа; 2) при условии близкого во времени к этому процессу сульфидно-

Таблица 10

Пересчет химического анализа обр. 210/П-67 хлоритовой породы

Компоненты	Вес.%	Пересчет на 100%	$N_i^V$		$p_i$ (в 1 м <sup>3</sup> ) = $= 166 \alpha_i N_i^V$
			катионы	анионы	
SiO <sub>2</sub>	31,22	31,24	88,94	177,88	414648,06
TiO <sub>2</sub>	0,59	0,59	1,26	2,52	10018,76
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	27,11	27,12	91,00	136,50	407582,53
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,26	1,26	2,70	4,05	25030,62
FeO	4,87	4,87	11,59	11,59	107446,27
MnO	0,38	0,38	0,91	0,91	8298,93
Fe-пирит	1,84	1,84	5,85		54233,02
MgO	18,38	18,39	78,02		314872,49
CaO	0,56	0,56	1,70	1,70	11310,58
Na <sub>2</sub> O	0,25	0,25	1,38	0,69	5266,50
K <sub>2</sub> O	0,30	0,30	1,08	0,54	7010,20
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,08	0,08	0,19	0,47	976,91
S-пирит	2,12	2,12		11,70	62274,70
BaO	Не обн.				
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	11,00	11,00	208,90	104,45	34950,31
				O=519,32	1379262,10
<b>Сумма</b>	<b>99,96</b>	<b>100,00</b>	<b>493,52</b>	<b>531,02</b>	<b>2843181,5</b>

Формула: Si<sub>8,94</sub>Ti<sub>1,26</sub>Al<sub>9,1,00</sub>Fe<sub>2,70</sub><sup>2+</sup>Fe<sub>11,59</sub>Mn<sub>0,94</sub>Fe-пирит<sub>5,85</sub>Mg<sub>78,02</sub>Ca<sub>1,70</sub> ×  
× Na<sub>1,38</sub>K<sub>1,08</sub>P<sub>0,19</sub>[<sub>(OH)</sub><sub>208,90</sub>S<sub>11,70</sub>O<sub>310,42</sub>]<sub>531,02</sub>.

Примечание. Объемный вес 2,84 г<sup>3</sup>. Анализ из материалов Учалинского ГОК.

го рудоотложения выщелоченное железо могло быть связано привнесенной серой с отложением пирита и халькопирита в трещинах и порах вторичного кварцита; 3) в более трещиноватых метасоматитах при сульфидоотложении в них был возможен привнос железа из их соседних участков и поэтому количество отложенного в них железа могло превышать количество его, выщелоченного из данного участка исходной породы вторичного кварцита.

Наряду с вторичными кварцитами среди метасоматитов лежачего бока, а также местами в висячем боку рудного тела распространены кварц-серicitовые породы. Пример вещественного состава одной из таких пород (обр. 198/П-67, взятый из осевой части и зоны оруденения в районе (профиля 22), проиллюстрирован в табл. 8. Это почти мономинеральная серicitовая порода, содержащая ничтожное количество кварца, примесь акцессорного сфена и около 5,90% прожилково-вкрашенного пирита. Такие кварц-серicitовые породы в ряде мест постепенно сменяются кремнекислыми вулканитами, и поэтому с некоторой долей условности исходной породой рассматриваемого метасоматита может считаться тоже кварцевый альбитофор типа обр. 100/П-67 (см. табл. 6). Сравнение вещественных составов этих двух пород приводит к выводам о значительном привносе в кварц-серicitовую породу алюминия, калия, водорода и серы и о вы-

носе кремния при незначительных различиях в содержаниях остальных элементов. Следует отметить, что содержания закисного и окисного железа, связанные с силикатами, в кварц-серицитовой породе более чем в 4 раза уменьшились ( $98268,37 \text{ г} - 21878,61 = 76589,66 \text{ г}$  на  $1 \text{ м}^3$  объема пород) по сравнению с кварцевым альбитофиrom. Однако эта потеря полностью скомпенсирована отложением  $76760,58 \text{ г}$  пиритного железа в  $1 \text{ м}^3$  той же кварц-серицитовой породы. Следует отметить, что не любая кварц-серицитовая порода или вторичный кварцит на Учалинском месторождении содержат в себе такие большие количества (порядка нескольких весовых процентов) сульфидов железа. Поэтому приходится признать, что выщелоченное из исходных пород этих метасоматитов железо могло мигрировать и отлагаться в повышенных количествах внутри соседних метасоматитов. Таким образом, количество железа, выщелоченного при гидротермальном изменении кремнекислых вулканитов, может считаться достаточным для формирования прожилково-вкрапленной пиритной и халькопиритной минерализации среди части вторичных кварцитов и кварц-серицитовых пород.

Полученный вывод конкретизируется на примере обнаруженных нами во вторичных кварцитах лежачего бока Учалинского месторождения текстур типа пиритных колец Лизеганга [10]. Такие текстуры являются доказательством трех существенных положений. Первое, что убогая пиритная минерализация во вторичных кварцитах, как уже объяснялось выше (см. стр. 4), происходила позднее, чем гидротермальное выщелачивание железа из их исходных пород<sup>1</sup>. Второе, что разрыв во времени между этими двумя процессами в случае пиритных колец Лизеганга был настолько мал, что остаточные поровые растворы еще сохранились к периоду пиритизации в пределах даже такой сравнительной плотной и низкопористой породы, как вторичный кварцит. Третье, что при этой пиритизации использовалось именно то железо, которое содержалось в поровых растворах стадии выщелачивания, т.е. железо исходных пород вторичного кварцита. Распространяя эти выводы на вкрапленно-прожилковую пиритную минерализацию среди метасоматитов Учалинского месторождения, следует принять во внимание, что остаточные железосодержащие растворы стадии гидротермального выщелачивания имели шансы сохраняться более длительное время (до привноса осаждающих пирит сероводородных струй) скорее в трещиноватых и крупнопористых, чем в тонкопористых метасоматитах.

Теперь следует рассмотреть на доступных примерах метасоматического изменения горных пород вопрос, в какой степени вероятен петрогенный источник железа, заключенного в главной Учалинской колчеданной залежи. Как изображается на некоторых геологических разрезах Учалинского месторождения, непосредственно ниже его главного рудного тела со стороны лежачего бока "слепая" толща диабазов сменяется восточнее и выше кремнекислыми вулканитами. Вещественный состав этих диабазовых пород характеризуется химическим анализом обр. из керна скв. 921 с глуби-

<sup>1</sup> Как отмечалось выше, этот вывод был также сделан М.Б. Бородаевской, М.С. Михайловой и У.С. Нафиковым [3] из наблюдений над зависимостью концентрации сульфидов, формы и ориентировки их обособлений от минерального состава и текстур метасоматитов, вмещающих эти обособления.

ны 1505,3 м и результатами пересчета данных анализа (см. табл. 9). Продуктами гидротермального изменения подобных диабазовых пород являются на современных горизонтах горных выработок месторождения выходы хлоритовых пород, сложенных в основном магнезиальным хлоритом-прохлоритом. Такие хлоритовые породы в отличие от околоврудных хлоритовых оторочек, сложенных высокожелезистым хлоритом (брунсвигитом), размещаются обычно между пропилитизированными диабазами и продуктами их кварц-хлорит-серицитового изменения. Вещественный состав их представлен результатами химического анализа обр. хлоритовой породы 210/П-67 из осевой зоны месторождения в районе профля 22 и данными пересчета этого анализа (см. табл. 10). Как и большинство рудовмещающих метасоматитов, эта хлоритовая порода содержит вкрапленность и мелкие прожилки пирита. Сравним вещественные составы этих двух пород, допуская, что хлоритовая порода (см. табл. 10) возникла путем метасоматического изменения и пиритной минерализации диабазовой породы типа анализированного образца диабаза из керна скв. 921 с глубины 1505,3 м (см. табл. 9).

Как видим, при таком превращении диабазов в хлоритовую породу должен произойти привнос в последнюю магния, алюминия, водорода и серы и вынос кремния, кальция, натрия и железа. При этом суммарный вынос закисного и окисного железа составил бы на 1 м<sup>3</sup> горной породы 227129,74 – 132476,89 г = 94652,85 г. Эта потеря петрогенного железа отчасти могла компенсироваться отложением пиритного железа в количестве 54233,02 г на 1 м<sup>3</sup> внутри хлоритовой породы. Следовательно, окончательному выносу за пределы хлоритовой породы подверглось бы лишь 40419,81 г железа на 1 м<sup>3</sup> (или приближенно около 40,420 кг). Какой же объем диабазовых пород должен быть подобным образом превращен в слабо пиритизированные хлоритовые породы, чтобы вынесенное в растворах петрогенное железо под воздействием аниона серы могло осадиться среди тектонически подготовленных метасоматитов в виде крупного существенно пиритного тела. Допустим, что мощность последнего равна 20 м, как это реально наблюдается в некоторых широтных разрезах Учалинского месторождения. Далее ограничим для расчетов объем рудного тела в виде подсчетного блока протяженностью лишь 10 м по падению и 10 м по простианию, так что объем пиритной руды в этом блоке составит лишь 2000 м<sup>3</sup>. Принимая для пирита объемный вес около 5 (удельный вес пирита колеблется в пределах 4,9–5,2), получаем суммарный вес этой пиритной массы около 10000 т (или 10000000 кг). При весовом составе пирита Fe = 46,6% и S = 53,4% эта масса пирита содержит железа 4660000 кг и серы 5340000 кг. Как было подсчитано выше, 1 м<sup>3</sup> диабазовой породы при превращении в хлоритовую слабо пиритизированную породу (типа обр. 210/П-67) давал бы свободного железа, переходившего в отработанный гидротермальный раствор, около 40,420 кг. Следовательно, для формирования подсчетного блока в 2000 м<sup>3</sup> пиритной руды, заключающего в себе 4660000 кг железа, диабазовые породы должны были подвергнуться хлоритовому изменению в объеме  $\frac{4660000}{40,420} = 115289 \text{ м}^3$ .

Если принять, что подобный объем хлоритовой породы, получившейся в результате метасоматического изменения диабазового порфирита, имеет

соответственно выделяемому блоку рудного тела протяженность по проспиранию 10 м и по падению 10 м, то мощность такого блока хлоритовой породы должна составлять около 1 км (1152,9 м). В действительности же на современном уровне разработки месторождения наблюдаемые мощности хлоритовых пород измеряются двумя-тремя метрами [12]. Значительная мощность диабазовых пород имеет место лишь в висячем (западном) и лежачем (северо-восточном) боках рудного тела, но процессы гидротермального выщелачивания здесь затронули лишь ничтожную мощность (порядка 3–4 м) этих пород, а вынос железа из них при этих изменениях был недостаточен для формирования даже узкой (20–25 см) околоврудной зоны магнезиально-железистого хлорита.

Допустим, наконец, что диабазовая порода типа образца, взятого из керна скв. 921 (см. табл. 9), превратилась в результате гидротермального изменения не в хлоритовую, а в кварц-серцицит-хлоритовую породу типа обр. 5а–П/70–У (см. табл. 4) даже без отложения прожилково-вкрапленного пирита в последней. В таком случае из 1 м<sup>3</sup> измененного диабаза в остаточный гидротермальный раствор должно было перейти 227129,74 г – 196628,99 г = 30500,75 г железа. Нетрудно подсчитать, что в этом случае для возникновения блока существенно пиритной руды объемом 2000 м<sup>3</sup>, заключающего в себе около 4660000 кг железа, потребовалось бы изменение 152787 м<sup>3</sup> диабазовой породы. Следовательно, мощность подобного объема измененных диабазов (кварц-серцицит-хлоритовых пород) составила бы (соответственно рассматриваемому блоку рудного тела мощностью 20 м и протяженностями по проспиранию и падению 10 м) около 1,5 км.

Таким образом, вероятность происхождения рудообразующего железа Учалинской колчеданной залежи в результате предрудного гидротермального выщелачивания его из вмещающих диабазов с последующим осаждением этого железа в виде пирита требует допущения огромных объемов гидротермально-измененных хлоритовых или кварц-серцицит-хлоритовых пород ниже корневых частей залежи. Таких объемов измененных пород, не изученных глубинным бурением, не наблюдается.

Гидротермальное выщелачивание кремнекислых пород лежачего бока также не может дать достаточного для формирования колчеданной залежи петрогенного железа. По сравнению с диабазами они дают меньшее количество выщелоченного железа, а истинная мощность их в рудничном карьере и на разведанных скважинах, глубоких лишь местами, достигает 180 м [11]. Кроме того, значительная часть гидротермально-измененных кремнекислых пород уже содержит в себе вкрапленный и прожилковый пирит, местами более чем компенсирующий тот небольшой вынос железа, который происходил при гидротермальном изменении кремнекислых вулканитов. С другой стороны, мощность колчеданной залежи не ограничивается 20, а достигает местами нескольких десятков метров [12]. Следовательно, признавая вероятность петрогенного источника железа для колчеданных руд Учалинского месторождения, следует допустить, во-первых, огромные объемы гидротермально-измененных пород на недоступных глубинах ниже корневых частей рудной залежи и, во-вторых, возможность инфильтрации остаточных "отработанных" железосодержащих растворов на значительные расстояния вверх по восстанию залежи. Однако по данным глубокого структурного бурения на Учалинском месторождении [18] мощность

метасоматитов кварц-серицитового состава с глубиною не увеличивается. Так, в скв. 950, пробуренной с запада под нижнюю часть зоны кварц-серицитовых пород (до глубины 1594 м), лишь местами встречены небольшие мощности слабо серицитизированных вулканитов; в скв. 980, расположенной в северной половине месторождения, последние на глубине 990 м имеют значительную мощность, равную 175 м.

Таким образом, приведенные данные свидетельствуют о том, что на Учалинском месторождении источник рудообразующего железа, привнесенного в виде раствора в область рудоотложения, является глубинным. Этим источником железа мог быть либо непосредственно вулканический очаг, что наиболее вероятно для происхождения серы сульфидов, либо остаточные нейтрализованные растворы от более глубинного гидротермального выщелачивания вулканитов.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Ранее производившиеся подсчеты баланса вещества при метасоматическом измененииrudовмещающих пород и рудоотложении на Майском, Молодежном и Бурибайском колчеданных месторождениях Урала [14] привели в отношении вероятного источника железа руд к неодинаковым результатам. Только на Майском месторождении, "для которого характерны небольшие тела преимущественно вкрашенных руд и мощные зоны выщелачивания, почти все железо, присутствующее в рудах, можно объяснить заимствованием из вмещающих пород" [14, с. 157]. На Молодежном месторождении лишь 13% рудного железа могло быть вынесено из ближайших зон метасоматитов. На Бурибайском месторождении железо было привнесено во все зоны метасоматической колонки. Однако В.А. Прокин [14, с. 157] полагает, что и на последних месторождениях с увеличением объема подсчетных блоков на глубину железо, заключенное в руде, будет скомпенсировано железом, гидротермально выщелоченным из боковых пород.

К такому же допущению петрогенного источника рудного железа можно прийти в результате настоящего исследования. При этом для Учалинского месторождения может быть несколько уточнен механизм отложения рудного вещества в рудопроявлениях разных типов.

1. Обнаружение здесь пиритных колец Лизеганга [10] указывает, судя по экспериментальному воспроизведению подобных ритмических текстур [16, 17], на взаимодействие двух последовательно возникавших гидротермальных растворов, а именно раствора, относительно богатого двухвалентным железом, и раствора, обогащенного анионами восстановленной серы. Первый раствор мог возникнуть в результате предрудного гидротермального выщелачивания боковых пород и являлся, по-видимому, остаточным ("отработанным") раствором, сохранившимся в течение некоторого времени в порах и трещинах среди метасоматитов. Второй раствор имел непосредственно ювелирное происхождение и был обогащен растворенным в нем сероводородом.

2. Присутствие в висячем боку рудной залежи почти мономинеральной зоны из богатого железом хлорита (брунсвигита), наложившейся на нормальную метасоматическую колонку еще перед массовым рудоотложением, можно отнести к минерализующему воздействию именно первого, т.е. остаточного гидротермального раствора. Осаждающее воздействие

сероводородных экскальяций на такие растворы, которыми были пропитаны метасоматиты, могло образовать колчеданную залежь, граничащую с зоной богатого железом хлорита.

3. Таким же способом могла возникнуть прожилково-вкрашенная существенно пиритная минерализация среди метасоматитов Учалинского месторождения. Баланс вещества, т.е. вынос железа из боковых пород при их метасоматическом изменении и осаждение того же количества железа в виде пирита в трещинах среди метасоматитов, здесь почти выдерживается. Только в некоторых случаях (см. табл. 6 и 7) подсчеты привноса-выноса железа указывают, что в более трещиноватых метасоматитах могла происходить инфильтрация пиритообразующих растворов из одного участка в другой.

4. Однако то количество железа, которое могло быть выщелочено из рудовмещающих вулканитов, соответственно реально наблюдаемым на месторождении объемам метасоматитов, было явно недостаточно для образования залежи сплошных колчеданных руд. Для этого следует допускать либо привнос железа, как и серы, непосредственно из магматического очага гидротермальными растворами, либо (что вероятно при допущении петрогенного происхождения железа) существование на недоступных наблюдению глубинах очень большого объема метасоматитов при сохранении в течение какого-то времени соответственного объема остаточных гидротермальных растворов.

5. Как в том, так и в другом случаях при большой протяженности рудного тела по простиранию и падению требуется инфильтрация железо- и серусодержащих растворов из глубинных источников на значительные расстояния. Можно также предположить, что самая верхняя и наиболее мощная часть Учалинской рудной залежи возникла из застойных остаточных гидротермальных растворов на месте экранирования их (и рудоосаждающих газов, богатых сероводородом) полого лежащей кровлей липаритовых порфиров и их брекчий.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Богданова Е.И. О рудных прослоях в висячем боку Учалинского месторождения. — Ежегодник УНЦ АН СССР. Свердловск, 1971.
2. Бобохов А.С., Пирожок П.И., Родичева З.И. К вопросу о связи колчеданных руд с кислыми вулканическими породами на примере Учалинского месторождения. — В кн.: Геология и условия образования месторождений меди на Южном Урале. Уфа, 1975.
3. Бородаевская М.Б., Михайлова М.С., Нафиков У.С. Условия локализации колчеданного оруденения в пределах Учалинского рудного поля (Южный Урал). — Тр. ЦНИГРИ, 1960, вып. 37.
4. Зотов А.В., Логинов В.П., Пшеничный Г.Н. Отношение пренито-пумпеллиитовой фации регионального метаморфизма к колчеданному оруденению на Южном Урале. — Докл. АН СССР, 1969, т. 187, № 1.
5. Казицын Ю.В., Рудник В.А. Руководство к расчету баланса вещества и внутренней энергии при формировании метасоматических пород. М.: Недра, 1968.
6. Коржинский Д.С. Очерк метасоматических процессов. — В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: Изд-во АН СССР, 1953.
7. Коржинский Д.С. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. М.: Изд-во АН СССР, 1957.

8. Логинов В.П. Эндогенная зональность колчеданных месторождений. – В кн.: Зональность гидротермальных рудных месторождений. М.: Наука, 1974, т. 2.
9. Логинов В.П., Русинов В.Л. Новые данные по градации светопреломления хлоритов около некоторых колчеданных тел. – В кн.: Авторефераты сотрудников ИГЕМ за 1966 г. М., 1967.
10. Логинов В.П., Пирожок П.И., Русинов В.Л. Текстуры типа "кольцо Лизеганга" в зоне вкрапленной пиритовой минерализации Учалинского месторождения (Южный Урал). – Геология руд. месторождений, 1971, № 1.
11. Малахов А.А., Малахов Д.А., Скуратов В.Н., Чадченко А.В. К генезису Учалинского колчеданного месторождения (Южный Урал). – Геология руд. месторождений, 1979, № 5.
12. Петровская Н.В., Касьянов А.В. Некоторые черты минералогии и генезиса Учалинского месторождения на Южном Урале. – Тр. ЦНИГРИ. 1960, вып. 57.
13. Пирожок П.И., Злотник-Ходкевич А.Г. Новые данные о генезисе Учалинского колчеданного месторождения. – Докл. АН СССР, 1978, т. 242, № 2.
14. Прокин В.А. Закономерности размещения колчеданных месторождений на Южном Урале. М.: Недра, 1977.
15. Русинов В.Л., Русинова О.В. Вариации вертикальной зональности при околоврудной аргилляции, их причины и петрогенетическое значение. – Изв. АН СССР, 1977, № 10.
16. Чухров Ф.В. Коллоиды в земной коре. М.: Изд-во АН СССР, 1955.
17. Шемякин Ф.М., Михалев П.Ф. Физико-химические периодические процессы. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1938.
18. Яшинин С.Б. Новые данные о геологическом строении Учалинского рудного поля (по материалам глубокого бурения). – В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Урала. Уфа: Башк. кн. изд-во, 1972, вып. 5.

УДК 553.24

Д.В.Рундквист

## ЗОНАЛЬНОСТЬ ГРЕЙЗЕНОВ

Грейзены и грейзеновые месторождения как по составу, так и особенностям строения представляют очень характерные природные образования кварц-мусковитового, кварц-топазового, кварц-полевошпат-слюдистого, флюорит-слюдистого, кварц-турмалинового состава, сопровождаемые вольфрамовой, оловянной, молибденовой, редкометальной минерализацией. Эти породы были выделены как характерные рудоносные образования еще саксонскими рудокопами в XVII–XVIII веках на заре развития горнодобывающей промышленности.

Интерес к изучению грейзенов – их составу, строению, генезису – не ослабевал на протяжении нескольких веков, что обусловлено широко проявленной в связи с ними рудоносностью. Грейзены могут быть представлены при этом как самостоятельными телами – метасоматическими залежами, штоками, минерализованными куполами, дайками, трубками, зонами брекчирования, так и сопровождать кварцево-рудные жилы и штокверки.

В каких бы регионах не проявлялись грейзеновые месторождения, при всем многообразии истории развития этих регионов они удивительно устойчиво сохраняют свои основные характерные особенности состава, структуры, зональности, закономерности размещения по отношению к гранитам.

## О ВЕРТИКАЛЬНОМ ДИАПАЗОНЕ РАЗВИТИЯ ГРЕЙЗЕНОВ

Первая наиболее характерная черта, определяющая размещение грейзенов в вертикальном разрезе земной коры, — это приуроченность их к верхним апикальным частям гранитных интрузий и зонам их экзоконтакта. Геофизические исследования, проведенные в последние годы в разных регионах мира (в Казахстане, Забайкалье, Корнуоле, Приморье, Комсомольском рудном районе и др.), привели всех геологов, по существу, к приблизительно однаковому выводу, наиболее полно отраженному в серии работ А.А.Духовского с соавторами (12, 14), о том, что гранитоиды, с которыми связано грейзеновое, частично турмалин-хлоритовое оруденение, развиваются как части крупных зонально построенных лаколитоподобных интрузий. Такие интрузии имеют мощность около 4—6 км. Для них характерна относительно пологая, почти горизонтальная, верхняя поверхность, осложненная куполами, "валами" различных порядков и такая же относительно ровная нижняя поверхность, от которой, судя по гравитационным минимумам, на более глубокие горизонты отходит "корень", принимаемый обычно за подводящий канал. В ряде случаев эти интрузии рассматриваются как раскристаллизованные промежуточные магматические камеры, которые, в свою очередь, служили источниками питания орогенного кислого вулканизма, непосредственно предшествующего оруденению. Дайки кислых пород: гранит-порфиров, фельзитов, кварцевых порфиров, столь типичные для грейзеновых, турмалин-хлоритовых, оловорудных и редкометальных месторождений, принимаются сторонниками этих представлений за подводящие каналы вулканических пород.

В строении массивов, с которыми связаны грейзеновые месторождения, обычно выделяют две зоны — верхнюю, сложенную крупнозернистыми до порфировидными гранитами более ранней фазы, и нижнюю — мелкозернистых аляскитов и лейкогранитов более поздней фазы [44, 3].

Грейзены и грейзеновые месторождения располагаются закономерно. Они обычно приурочены к экзоконтактовым и эндоконтактовым частям гранитных массивов. При этом в деталях пространственного размещения грейзенов всегда обнаруживается их более тесная связь с куполовидными поднятиями, валами поздних мелкозернистых гранитов с системами кислых и ультракислых даек.

В целом в разрезе земной коры зоны региональной грейзенизации пород развиваются в пределах определенного "слоя" мощностью до 400—600 м, располагающегося субгоризонтально верхней поверхности контакта гранитных массивов и палеорельефа (рис. 1).

В более глубоких частях коры зоны региональной грейзенизации в общем случае сменяются зонами более высокотемпературных изменений: альбитизации и калишпатизации гранитов. Выше по разрезу среди вмещающих толщ широко проявлены зоны региональной серицитизации, альбитизации, хлоритизации, эпидотизации, карбонатизации и цеолитизации. Верхние зоны изменения основных по составу вулканитов представлены типичными пропилитами.

В пределах намеченного интервала, соответствующего максимуму распространения грейзенов, интенсивность проявления процессов грейзени-

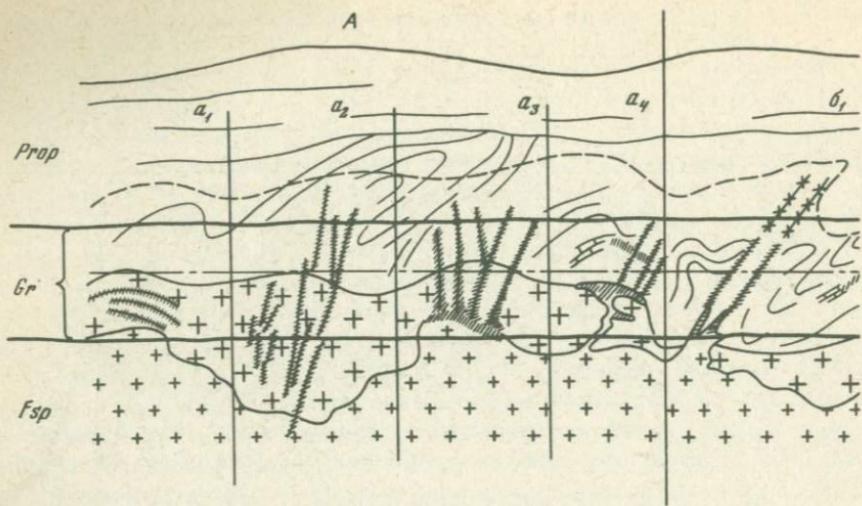
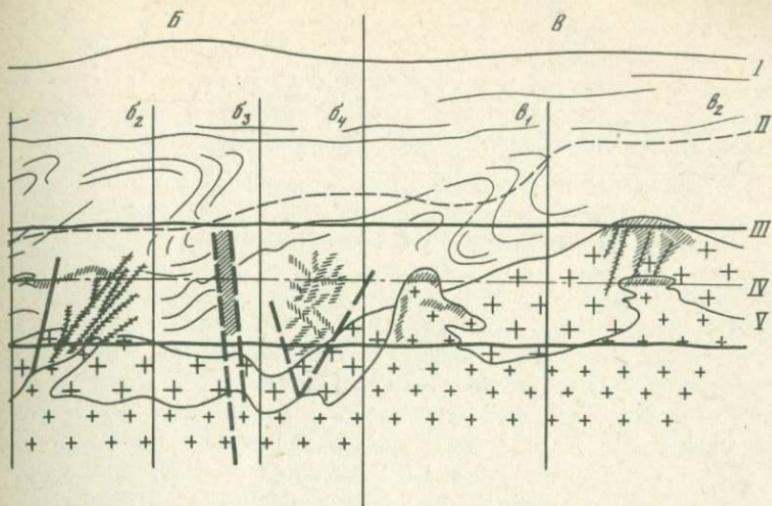


Рис. 1. Внemасштабная схема размещения грейзенов различных морфологических типов в вертикальном сечении рудоносной зоны

I – палеоповерхность, II – поверхность ороговикования, III – поверхность контакта гранитоидов, IV – одно из возможных положений поверхности геоида на период рудообразования, V – поверхность "внутреннего" контакта поздних рудоносных гранитов. Развитие грейзенизации: А – в эндо- и экзоконтакте гранитоидов ( $a_1-a_4$  – грейзены: околожильных минерализованных куполов и избирательно замещенных горизонтов пород), Б – в экзоконтакте гранитов ( $b_1-b_4$  – грейзены избирательно

зации резко различна. Могут быть выделены локальные центры интенсивной грейзенизации, совпадающие с куполами, зонами проявления трещиноватости и т.д. В детально изученной классической оловорудной провинции мира – Корнуолле – это послужило основанием для разработки вместо батолитовой концепции В.Эммонса концепции активных центров, или "центров эманаций", по отношению к которым устанавливается закономерное размещение других типов оруденения [48]. Оевые части таких центров сложены парагенезисами высокотемпературных грейзеновых минералов с кварц-кассiterитовым оруденением, сменяющимся на периферии оловянно-медным и полиметаллическим с более низкотемпературными парагенезисами минералов метасоматитов. Такие активные центры минерализации располагаются, как можно судить по опыту изучения рудных районов, над или вблизи проекций корневых частей интрузии и, в свою очередь, в верхних апикальных частях отчетливо контролируются положительными формами рельефа массивов – куполами, валами, зонами развития апофиз и максимального распространения даек [12, 46, 48].

Жильные тела и зоны грейзенов распределены в большем вертикальном диапазоне (до 1000–1200 м), на верхних и нижних горизонтах они обычно выходят за пределы главного "уровня" ("слоя") развития и локализуются или среди пропилитизированных вмещающих пород, или среди фельдшпатизированных гранитов. Собственно грейзены имеют в этом случае мощность от первых сантиметров до десятков сантиметров и развиваются вдоль зальбандов жил и прожилков. Минерализованные



замещенных даек, горизонтов пород, зон милонитизации вдоль разломов, штокверков, жильных зон), *B* – в эндоконтакте ( $\delta_1$ – $\delta_2$  – типы эшелонированных двух–трехъярусных минерализованных куполов, трубообразных зон, жильных зон и штокверков). *F* – региональная фельдшпатизация гранитов, *Gr* – оптимальная зона распространения грейзенизации пород эндо- и экзоконтакта, *Prop* – зона средне- и низкотемпературных региональных изменений вмещающих пород – серицитизация, хлоритизация, окварцевания, пиритизации, карбонатизации, эпидотизации, цеолитизации

купола, избирательно замещенные горизонты пород располагаются при этом внутри общего "уровня" грейзенизации.

При сопоставлении особенностей размещения грейзенов в вертикальном разрезе разновозрастных складчатых областей обращает на себя внимание тот факт, что закономерности их локализации в более молодых мезозойско-кайнозойских структурах становятся более сложными и многообразными. Главные особенности мезозойско-кайнозойских областей – развитие рудоносных гранитоидов в виде малых интрузий, более удаленных от основных магматических тел, и большая неровность поверхности кровли массивов вплоть до образования воронкообразных субвулканических тел. Характерно также и то, что если в палеозойских областях грейзены развиваются в широкой полосе эндо- и экзоконтакта интрузий (400–600 м, а вдоль отдельных жил и на большем расстоянии от гранитов), то в молодых мезозойско-кайнозойских областях, в близповерхностных условиях при становлении гранитоидов грейзены практически не выходят за пределы интрузий. При этом возникают метасоматические породы, переходные между типичными грейзенами и вторичными кварцитами и аргиллизитами, сопровождающими обычно кислые вулканиты. В частности, такой случай характерен для меловых орогенных вулканических поясов Северо-Востока СССР и описан в работах по Омсукчанскому рудному району [37]. Глубина образования грейзенов в этом случае устанавливается в 1–1,5 км, тогда как для палеозойских областей Казахстана, Рудных гор, Корнуолла, Калба-Нарымы и других на основании палеореконструкций формирование грейзенов предполагается в диапазоне 1,5–3 до 5 км от

пaleоповерхности рельефа. Таким образом, грейзены следует рассматривать как характерные образования определенного "уровня" в строении земной коры, они обнаруживают отчетливую приуроченность к верхней прикровельной части гранитоидов и развиваются в диапазоне 400–500 м по вертикали. Для жильных месторождений, локализующихся в экзо- и эндоконтакте, диапазон распространения грейзенизации пород возрастает до 800–1000 м.

### ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ЗОНАЛЬНОСТИ ГРЕЙЗЕНОВ

Характерной особенностью грейзенов и грейзеновых месторождений является отчетливо выраженная горизонтальная и вертикальная зональность. Вопросам зональности грейзенов и грейзеновых месторождений посвящена обширная литература. Данные по зональности наиболее полно суммированы в работах Г.Н. Щербы [42], А.А. Беуса [5], Ф.В. Чухрова [40], В.Н. Богоlepова и Л.К. Гриценко [7], Д.В. Рундквиста, В.К. Денисенко и И.Г. Павловой [32], Г.Н. Щерба, Т.М. Лумулина и Р.Н. Синчелло [44], В.Н. Дубровского и И.Н. Кигая [13], Д.О. Онтоева [29], Д.В. Рундквиста и И.А. Неженского [34], С.М. Бескина с соавторами [3], Г.Ф. Ивановой [19], В.Б. Наумова и Б.Н. Науменко [28], а также в публикациях Кларка [45], Ту-Квангчи и Лиу-Имао [42], Н.А. Варламова [53], К.Ф. Хоскинга [46], Р.Г. Тейлора [51], и др.

Изучение зональности грейзенов в значительной мере осложняется многообразием форм проявления грейзенизации в различных геологических обстановках, как функции состава и физических свойств пород экзоконтакта, морфологии интрузий, степени трещиноватости и др. В зависимости от этого возникают различные минеральные и морфологические типы грейзенов, имеющие различную горизонтальную зональность, вертикальную протяженность (см. рис. 1). Выделяются следующие морфологические типы проявления грейзенизации и соответственно грейзеновых месторождений [32]: жильные – 55% (от 824 учтенных месторождений иrudопроявлений СССР и зарубежных стран); штокверковые – 16,6%, минерализованные купола – 15%; минерализованные дайки – 3,5%; минерализованные зоны экзоконтакта (избирательно замещенные горизонты пород, известняки и др. зоны смятия) – 5,2%; трубообразные – 4,7%.

Для грейзеновых тел типа минерализованных куполов вертикальный диапазон распространения обычно не превышает первых десятков метров, а в участках эшелонированного многоэтажного развития – 200 м. Для них характерна асимметричная вертикальная зональность с вектором максимальной изменчивости минерализации, ориентированным по нормали к поверхности кровли массивов.

Для жильных тел и зон характерен максимальный вертикальный диапазон развития – 500–600 м, и в единичных случаях 800–1000 м, симметричная горизонтальная зональность с вектором максимальной изменчивости минерализации, ориентированным перпендикулярно зальбандам рудоносных жил или рудоконтролирующих трещин.

Трубообразные тела и штокверки занимают промежуточное положение. Первые по типу минерализации и размещению ближе к минерализованным куполам и нередко представляют собой своеобразные рудные столбы, рас-

полагающиеся в эндоконтакте гранитов, параллельно крутонаклоненным участкам поверхности кровли. Зональность трубообразных тел симметричная, центральная с ориентировкой главного вектора зональности перпендикулярно удлинению тела. Штокверковые зоны грейзенизации развиваются чаще в экзоконтакте над куполами гранитов, реже располагаются в самих гранитах, будучи приуроченными в таких случаях к породам ранних фаз, и контролируются нижележащими более поздними мелкозернистыми гранитами. По морфологии штокверковые грейзеновые тела часто представляют собой усеченные конуса, характеризующиеся симметричной зональностью с вектором максимальной изменчивости, ориентированным перпендикулярно главной оси тела.

Рассмотрим более подробно зональность грейзенов двух основных морфологических типов — грейзенизированных куполов и околосложильных грейзенов.

1. Зональность минерализованных (грейзенизированных) куполов. Грейзены этого типа располагаются, как правило, непосредственно вдоль контакта гранитных массивов. В ряде случаев они образуют эшелонированные системы субпараллельных пологих пластиообразных тел, развивающихся друг над другом. Мощность грейзенов обычно не превышает 10–15 м. Для них характерна резкая верхняя граница и постепенные незаметные переходы к альбитизированным и грейзенизованным гранитам в нижних частях.

Обобщенный вертикальный ряд зональности грейзенов типа минерализованных куполов может быть представлен следующим образом:

контакт с вмещающими породами;  
кварцевый или кварц-топазовый, кварц-турмалиновый, слюдисто-кварцевый грейзен;  
слюдисто-кварц-полевошпатовый метасоматит;  
гранит микроклинизированный и альбитизированный;  
гранит микроклинизированный;  
гранит.

В ряде случаев вдоль верхней границы распространены своеобразные крупнозернистые ритмично-полосчатые структуры — "штокшайдеры" с ориентированным расположением кристаллов кварца, слюд, топаза, полевых шпатов перпендикулярно верхней поверхности контакта грейзенового тела. Такие своеобразные цинвальдитовые, топазовые (пикритовые) кварцевые грейзены — "штокшайдеры" широко распространены в гранитных массивах Рудных гор, Забайкалья, Казахстана и других регионов.

Общей характерной чертой зональности грейзенов рассматриваемого типа является последовательное увеличение кислотности минеральных парагенезисов снизу вверх. Столь же закономерно и размещение рудной минерализации: снизу вверх по мере перехода от полевошпатовых метасоматитов к типичным грейзенам отмечается смена редкометальной минерализации: в последовательности: Nb, Ta → Be → Li, Sn, W.

2. Зональность околосложильных грейзенов. Грейзены, развивающиеся вдоль рудных жил: вольфрамит-, кассiterит-, молибденит-кварцевых, а также кварц-топазовых, кварц-мусковитовых, кварц-полевошпатовых с комплексной редкометальной минерализацией представляют характернейшие природные образования. Как правило, они залегают в гра-

нитах или среди ороговикованных пород экзоконтакта, удаляясь максимально на расстояния до 1–1,2 км от контакта с гранитами.

В общем случае мощность жил и сопровождающих их грейзенов не превышает 1–1,5 метра и лишь в единичных случаях достигает 2–3 метров. В целом преобладают крутопадающие жилы и жильные зоны. В то же время при развитии жил в гранитах в ряде случаев возникают системы пологих и субгоризонтальных жил и жильных зон [месторождение Циновец (ЧССР), Югодзыр (МНР), Панаскейра (Португалия) и др.].

В литературе имеются многочисленные описания и иллюстрации строения рудных зон, жил и грейзенов в их поперечном сечении по мощности. В табл. 1 приведены наиболее характерные случаи зональности грейзенов, развивающихся в гранитах. Как видно из этой таблицы, наибольшее разнообразие состава характерно для внутренних зон, нередко непосредственно примыкающих к кварцеворудным жилам. Внешние зоны в гранитах относительно однообразны. Это в различной степени грейзенизованные, микроклинизированные и альбитизированные граниты. В забоях горных выработок и естественных обнажениях зоны грейзенизации обычно четко выделяются своим серым, зеленоватым, иногда темно-серым цветом, резко выделяющимся на фоне светлых, розовых, белых микроклинизированных и альбитизированных гранитов. Отсюда, как предполагают, и пошло название "грейзен" – *"grausen"* – серый (нем.).

При развитии грейзенов во вмещающих породах, резко отличающихся по составу от гранитов (в известняках и ультраосновных породах), как правило, возникают практически бескварцевые слюдистые, флюорит-слюдистые, иногда турмалин-слюдистые метасоматиты [10], которые получили названия апоизвестковых, апоскарновых, апосерпентинитовых грейзенов.

При изучении зональности метасоматитов, одновременно возникающих в различных по составу породах, устанавливается, что внутренние зоны по мере увеличения интенсивности метасоматического процесса все более сближаются по составу, тогда как внешние зоны сохраняют значительные различия. Это особенно отчетливо прослеживается при пересечении одной грейзеновой зоной (разнородной по составу) пестрой пачки пород (табл.2).

Границы между зонами в метасоматических грейзеновых телах всегда четкие, нередко даже прямолинейные, совпадающие или параллельные системам трещин, контролирующими жилы и прожилки (рис. 2). Зональность в общем случае симметричная с однотипным расположением зон от осевой части тел к периферии.

В ряде случаев, в частности в блоках пород между параллельными системами трещин, грейзены имеют незональное строение и сложены лишь одним устойчивым парагенезисом, например, кварц-слюдяным, кварц-топазовым или каким-либо другим (см. рис. 2, в–д). При развитии пологопадающих систем трещин зональность грейзенов нередко становится асимметричной, однонаправленной с последовательной сменой зон снизу вверх от слабо грейзенизованных пород к типичным грейзенам. Трещины в этом случае как бы "экранируют" развитие грейзенов.

Рудная минерализация в случае развития жил и окологильных грейзенов сосредоточивается главным образом в жилах, в их призальбандовых частях или в виде систем наложенных прожилков. Концентрация рудной минерализации в окологильных грейзенах возрастает по мере увеличения

Таблица 1

Зональность грейзенов в гранитах или близких им по составу породах в сечениях по мощности

Внешняя зона	Внутренние зоны (с собственно грейзеном)	
Грейзенизированные граниты (замещение плагиоклазов и темноцветных минералов кварцем, слюдами, флюоритом, иногда калиевым полевым шпатом или альбитом)	Слюдяно-кварцевого состава с реликтовыми минералами	Существенно кварцевая Кварц-топазовая до существенно топазовой Кварц-слюдяная (с флюоритом) Кварц-турмалиновая (до существенно турмалиновой)

Таблица 2

Зональность грейзенов в породах различного состава

Исходная порода	Внешняя зона	Внутренние зоны (гнейзы и метасоматиты грейзеновой формации)	
Гранит	Грейзенизированные или микроклинизированные граниты	Слюдяно-кварцевые гнейзы	Кварцевые, кварц-мусковитовые, кварц-топазовые
Биотитовый сланец	Хлоритизированные, окварцованные, серicitизированные сланцы	Флюорит-альбитовые метасоматиты	Слюдяные метасоматиты с флюоритом
Известняк	Флюоритизированные известняки (с альбитом)	Тальковые метасоматиты	Топаз-флюорит мусковитовые
Серпентинит	Оталькованные серпентиниты		

интенсивности грейзенизации вблизи рудных жил или рудоконтролирующих систем трещин.

Зональность грейзенов по падению рудных тел и по простиранию изучена значительно хуже. По существу, такие данные можно найти для единичных наиболее разведанных и изученных месторождений. В СССР — это месторождения Казахстана (Акчатау, Коунрад, Караоба), Забайкалья (Джида), Северо-Востока (Иультин, Светлое); за рубежом — месторождения Корнуолла (Англия), Панаскейра (Португалия), Маунт-Бишоф и Блю-Тир (Австралия), Циновец (ЧССР), Эренсфридерсдорф, Пихтельсгрюн (ГДР) и некоторые другие.

В качестве общих характерных черт вертикальной зональности круто-падающих зон грейзенизации укажем следующие.

1. Наиболее разнообразный минеральный состав характерен для верхних частей зон грейзенизации и рудных жил. Именно здесь, как правило, встречаются мономинеральные кварцевые гнейзы, кварц-мусковит-флюоритовые, кварц-цинваньдитовые, кварц-топазовые, кварц-турмалино-слюдяные и другие. На нижних горизонтах в общем случае преобладают од-

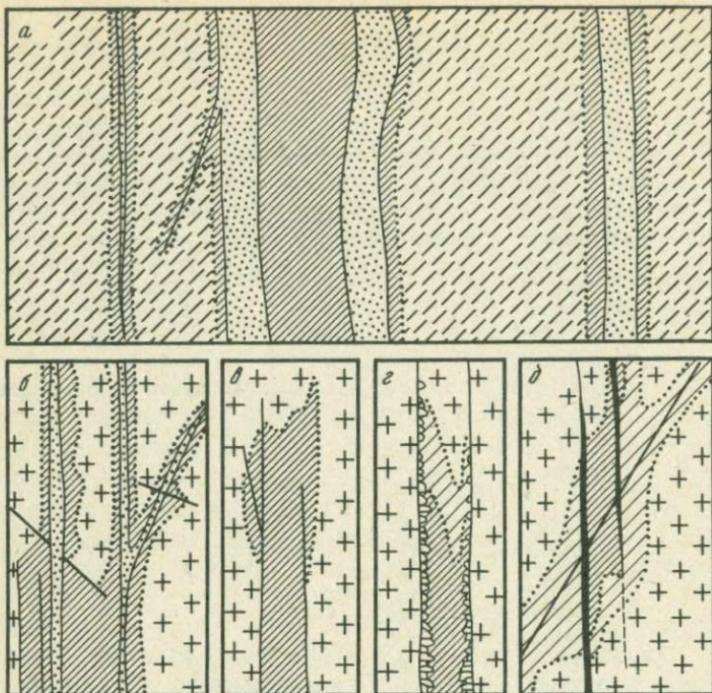


Рис. 2. Характерные случаи развития грейзенизации вдоль трещин  
а – в сланцах, б–д – среди гранитов

нородные мусковит-кварцевые грейзены, зоны окварцевания, нередко с характерными пористыми текстурами, а также слюдисто-полевошпат-кварцевые и кварц-полевошпатовые метасоматиты.

2. На верхних горизонтах структуры и текстуры грейзенов более многообразны, вплоть до возникновения крупнозернистых почти мономинеральных топазовых, турмалиновых грейзенов, крупночешуйчатых "слюдитов". Здесь же устанавливаются следы неоднократных преобразований минералов, замещение топаза мусковитом и флюоритом, кварца и мусковита поздним микролинном с образованием на отдельных участках вторичных пегматоидных структур. На нижних горизонтах, в местах выклинивания зон грейзенизации, преобладают мелко- и среднезернистые равномернозернистые агрегаты, сохраняющие реликты "теневых" структур и текстур первичных пород, с псевдоморфозами и полостями на месте замещенных минералов первичных гранитов — главным образом полевых шпатов и биотита.

3. Мощности внутренних зон грейзенизации, сложенных кварц-мусковитовым, кварц-топазовым, кварц-турмалин-слюдистым, кварц-полевошпат-слюдистым парагенезисами, обычно максимальны в верхней части рудных тел. Отношение мощностей внутренних, собственно грейзеновых, фаций к внешним — грейзенизованным, березитизированным, калишпатизированным — закономерно возрастает от нижних горизонтов к верхним.

Таблица 3

## Взаимосвязь фаций метасоматитов грейзеновой формации с оруденением

Фация				
Полевошпат- слюдистая	Слюдяно-кварцевая	Кварц-то- пазовая	Кварц- слюдянная	Слюдисто- полевошпа- товая
Mo	Безрудная, с более поздней наложенной ми- нерализацией	W	W	
Be		Sn Bi Be Mo Li		Be Mo Li

4. Строение и состав грейзенов определенным образом взаимосвязаны с внутренним строением рудных жил.

Документация грейзенов и жил на различных горизонтах горных выработок приводит к выводу о том, что прожилки, так же как и сопровождающие их зонки грейзенизации, наиболее многочисленны и разнообразны по составу на верхних горизонтах. В более центральных частях прожилки локализуются в единых зонах, создавая сложные по строению телескопированные жильные тела и зоны. Типично развитие поздней минерализации внутри кварцевой жилы в виде секущих линзочек, гнезд, прожилков (вдоль систем закономерно ориентированных трещин). На нижних горизонтах рудные жилы, прожилки как бы постепенно "растворяются" среди окружающих пород, состав их упрощается, рудные минералы исчезают, за исключением пирита и некоторых сульфидов. Жилы и прожилки разветвляются, создавая как бы "корни" жил, и постепенно исчезают. Присутствие сульфидов на нижних горизонтах послужило основанием для развития представлений о проявлении в ряде случаев "чехольной" зональности — развитии оловянной, вольфрамовой минерализации в центральных частях рудоносных зон, окруженных "чехлом" сульфидной минерализации.

5. Четкой взаимосвязи между составом руд и грейзенов не устанавливается. Лишь при обобщении данных по различным месторождениям можно прийти к выводу о том, что наиболее рудоносны и разнообразны по составу слюдяные, кварц-слюдянные грейзены (табл. 3).

Рудные минералы в грейзенах максимально проявлены в центральных частях жильных зон. Для более верхних и для нижних горизонтов (флангов) характерно более широкое развитие рудных минералов непосредственно в жилах и прожилках и более подчиненное в грейзенах.

В плоскости жильных зон рудная минерализация распределена крайне неравномерно. По максимумам концентрации выделяются субгоризонтальные или наклоненные под углом 20–30° рудные ленты, нередко параллельные поверхности кровли рудоносных гранитов.

Мощность таких лент, как установлено Г.Н.Щербай, В.Г.Боголеповым и др. для месторождения Акчатау, В.К.Денисенко и И.А.Неженским для Иультинского месторождения, составляет 100–200 метров.

Как общую характерную особенность вертикальной зональности круто-падающих грейзеновых тел (жильных, трубообразных, штокверковых) в целом можно отметить закономерную смену фаций (снизу–вверх): от относительно более щелочных (ранних) полевошпатовых, полевошпат-мусковит-кварцевых к более кислотным: мусковит-кварцевым, кварцевым, кварц-топазовым и вновь к более основным: кварц-мусковитовым, мусковитовым, мусковит-флюоритовым, поздним слюдисто-полевошпатовым<sup>1</sup>.

Рудоносными при этом являются, как правило, верхние части зон, формировавшиеся на фоне закономерного возрастания щелочности минеральных парагенезисов. Зональность рудной минерализации также подчиняется общему правилу изменения кислотности – основности. Снизу – вверх происходит смена более сильных оснований более слабыми и вновь более сильными (поздняя щелочность). Однако в связи с различной рудной специализацией эта зональность проявлена разными рядами элементов. В Mo–W месторождениях снизу вверх: Mo → Mo, W, Bi → W, сульфиды; в Sn–W: Sn → Sn, W, Bi → W, сульфиды; в редкометальных: (Li), Be → Sn → → W [34].

### ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ГРЕЙЗЕНОВ

Ниже подчеркнем основные генетические выводы, полученные в результате изучения грейзенов и грейзеновых месторождений, имеющие существенное значение для понимания природы их зональности.

1. Пространственная и временная связь формирования грейзенов со становлением ультракислых гранитов (лейкогранитов, аляскитов) в настоящее время ни у кого не вызывает сомнений. Однако эта связь не рассматривается как прямая генетическая, а как парагенетическая: граниты и рудоносные грейзены тесно взаимосвязаны и, по существу, являются следствием проявления более глубинных процессов дифференциации вещества. "Это может быть, – пишет М.Штемпрок [50, с. 158], – дегазификация и привнос летучих или тепловой поток, сопровождаемые привносом щелочей".

2. Как показали детальные исследования гранитоидного магматизма, проведенные в последние десятилетия Я.А.Косалсом [24], Ю.Б.Маринным [25], Л.В.Таусоном [38], Э.П.Изохом [20], С.М.Бескиным и др. [3], промышленно ценная грейзеновая минерализация развивается, как правило, в связи с многофазными гранитными массивами. Грейзенизация завершает при этом формирование гранитоидного магматизма, обнаруживающего во всех случаях единую направленность в эволюции: от ранних порфировидных нормальных биотитовых гранитов до лейкогранитов, аляскитов и образование даек пегматитов, аplitов, микрогранитов, квар-

<sup>1</sup> Здесь, как и в дальнейшем тексте, последовательность указания минералов в названиях фаций отражает тенденцию их развития во времени. Например, мусковит-кварцевая – мусковит замещается кварцем, вплоть до образования мономинеральных кварцевых зон или кварц-мусковитовая – кварц замещается мусковитом, вплоть до образования слюдитов.

цевых порфиров и гранит-порфиров. В ряде случаев, главным образом в пределах щитов и срединных массивов, гранитоидный магматизм в период, предшествующий грейзенообразованию, может завершаться щелочными гранитами или дайками онгонитов [22].

3. Определения абсолютного возраста гранитоидов и метасоматитов различных редкометальных провинций мира, а также прямые геологические наблюдения взаимоотношений гранитов, даек, метасоматитов свидетельствуют о длительности и пульсационном характере проявления процесса породо- и рудообразования. Продолжительность развития намеченного единого эволюционного ряда пород от становления гранитов первой фазы до образования грейзенов составляет по этим данным интервал времени в 20–30 до 50 млн. лет [17]. При этом время образования собственно грейзенов и наиболее близких им по возрасту поздних мелкозернистых гранитов и даек кварцевых порфиров и гранит-порфиров укладывается в интервал примерно 5 млн. лет, т.е. находится обычно в пределах погрешности определений абсолютного возраста.

4. Во всех случаях устанавливается тренд эволюции: гранитный расплав – грейзенизирующий раствор (при относительном возрастании калия над натрием), увеличение объема летучих (F, иногда B), возрастание количества редких элементов: Be, Li, Rb, Sn, W.

Физико-химические исследования гранитных расплавов, проведенные И.Д.Рябчиковым [35, 36], позволили установить, что гранитоидный расплав может содержать до 3–4 весовых процентов воды. Экспериментами также подтверждено, что в ходе фракционной кристаллизации гранитной магмы происходит интенсивное накопление в остаточных расплавах фтора, хлора и других летучих. Установлена высокая миграционная способность большинства рудных элементов грейзеновых месторождений (Sn, W, Mo, редких элементов) в магматических флюидах в соединениях с F и Cl.

5. Температура кристаллизации пород закономерно уменьшается от ранних фаз к поздним от 1200–950° до 600–550° при становлении поздних мелкозернистых фтористо-литиевых гранитов [30, 25, 38, 3, 6].

Кристаллизация гранитоидов и отделение постмагматических флюидов происходит при этом, как установлено, в последовательности от верхних периферических частей гранитных массивов к внутренним, более глубинным.

6. Многочисленные замеры температур гомогенизации флюидных включений в минералах постмагматически измененных гранитоидов, недавно суммированные в работе В.Б.Наумова и Г.Ф.Ивановой [26], позволили установить широкий диапазон изменения  $P-T$  условий при их формировании: 750–270°С и 4,5–0,5 кбар. Температуры образования собственно рудоносных грейзенов варьируют при этом, как установлено, в интервале 470–240°С, а давление от 1,8 до 0,2 кбар.

7. Резкие перепады давлений – одна из характерных черт процесса формирования грейзенов. Трещинообразование, приводящее к резким колебаниям давлений, в значительной мере является естественным следствием процесса становления гранитоидов, уменьшения объема расплава (до 6%) при его полимеризации, предшествующей кристаллизации [30, 6], "опустошения" магматического очага при развитии поздних даек, иногда вулканитов и просадки пород кровли над нераскристаллизованными частями ин-

трузий [41], кристаллизационной "усадки", достигающей 8–9% объема [42, 44, 30]. Существенное влияние на развитие процессов грейзенизации оказывали также экзокинетические трещины. Формирование грейзенов на орогенной или активационной стадии развития структур земной коры происходит на фоне активного проявления региональных разломов и опирающихся их сбросо-сдвиговых трещин.

8. Резкие изменения давления в рудообразующей системе кристаллизующийся расплав – раствор, особенно на ранней стадии поляризации расплава и начала его кристаллизации, должны были неизбежно приводить к всасыванию растворов из окружающих толщ, обогащению расплавов водой и растворенными в ней элементами окружающих толщ. В связи с этим, по мнению В.Г. Боголепова [6, с. 49], одним из основных условий развития постмагматической деятельности, и в частности грейзенизации, сопряженной с гранитными интрузиями, является "попадание" порций магмы в палеоводообильные участки земной коры.

9. Одним из важнейших условий, благоприятствующих проявлению грейзенизации, а также полноте развития кислотных фаций, интенсивности замещения первичных пород, является падение давления в рудообразующей системе [1, 11, 32, 43].

Грейзены – продукты относительно открытых постмагматических систем, в отличие от фельдшпатолитов (апогранитов), образующихся преимущественно в условиях более закрытых систем при отсутствии трещиноватости или под малопроницаемыми породами кровли. В связи с этим места локализации грейзенов – это места возникновения пониженных давлений: вдоль систем трещин (околожильные грейзены, зоны штокверков), в куфалах гранитов под "аркообразными сводами", препятствующими передаче гидростатического давления вышележащих толщ, и в других местах.

10. Формирование грейзенов, возникновение их зональности, происходит на фоне просачивания растворов снизу вверх по зонам трещиноватости и вдоль контактов рудоносных гранитов. В ходе инфильтрации происходит закономерное изменение щелочности – кислотности растворов [23, 15]. Первоначально при возрастании кислотности и выносе оснований (металлов), затем после достижения максимума (образование кварцевых, кварц-топазовых грейзенов) – возрастание щелочности и отложение оснований (главный процесс рудообразования). Общая возрастная последовательность развития метасоматитов может быть выражена следующим рядом: ранняя микроклинизация → ранняя альбитизация → → альбит-мусковит-кварцевые метасоматиты → мусковит-кварцевые → → кварцевые → кварц-топазовые → кварц-(флюорит)-мусковитовые грейзены → мусковит-микроклиновые → поздние микроклиновые.

Таким образом, грейзенизация, неразрывно связанная с процессами формирования гранитов, представляет собой характерное звено в общей эволюции процесса магматизма-метасоматоза. Все главнейшие особенности процессов грейзенизации – закономерное изменение температур, давлений, щелочности-кислотности, состава в растворах – тесно взаимосвязаны друг с другом и являются функцией особенностей становления рядов (серий) гранитоидов, в особенности их поздних ультракислых малых интрузий и даек, в различных геологических условиях: глубинности, степени

открытости — закрытости системы, состава вмещающих пород, степени их обводненности [43, 16, 21, 9].

Все сказанное, как представляется автору, определяет основные пространственные, временные и физико-химические "координаты" той системы, в рамках которой формируется зональность грейзеновых тел.

## К МОДЕЛИ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОНАЛЬНОСТИ ГРЕЙЗЕНОВ

На рис. 3 представлены ранее предложенные схемы зональности грейзенов и грейзеновых месторождений. Наиболее общая сводная модель зональности грейзенового месторождения разработана Г.Н.Щербой [42]. При сопоставлении предложенных различными авторами схем зональности грейзенов обращает на себя внимание разнообразие морфологии зон околоврудной грейзенизации. По существу, на рис. 3, а—г изображены все принципиально возможные случаи: с зонами, расширяющимися книзу, располагающимися воронкообразно, типа "конус в конус", с пережимом в центральной части и др.

Такое многообразие предложенных схем зональности грейзенов не случайно и отражает различные варианты развития процессов грейзенизации в разрезе земной коры (см. рис. 1). В качестве определяющих зональность факторов при этом приняты следующие: обобщенная поверхность кровли рудоносных гранитоидов, поверхность геоида и поверхность рельефа на период минералообразования. В зависимости от расположения жильных зон и грейзенов по отношению к этим поверхностям могут проявляться случаи с зонами грейзенизации, расширяющимися книзу, или располагающиеся относительно симметрично (см. рис. 3). Важно подчеркнуть, что зональность отдельных пространственно разобщенных тел позволяет установить общую зональность, характерную для всего рудного поля. Границы смены зон в пределах рудного поля при этом не повторяют точно очертаний поверхности гранитов, а располагаются в первом приближении субгоризонтально или под углом 20—30°. Такое расположение границы зоны, как установлено в Якутии, Казахстане, Корнуолле, отражает суммарное влияние на рудообразование как палеоповерхности рельефа, так и поверхности контакта гранитоидов. Рельеф, как установлено в различных регионах мира, на период рудообразования представлял собой относительно выровненную пенепленизированную поверхность, возвышавшуюся от 1—1,5 км до 2—3 км над уровнем моря (поверхностью геоида).

Важное значение для формирования региональных метасоматитов и оруденения палеоповерхности рельефа на период образования месторождений и поверхности геоида отмечалось ранее в работах В.И.Васильева, А.Н.Кена, В.В.Богацкого, Б.Л.Флерова, автора и др. При этом акцентировалось внимание, в частности, на том факте, что поверхность геоида определяет не только базис эрозии, но и уровень смешения глубинных и поверхностных вод, смену окислительно-восстановительных условий, а также тектонического режима сжатия — растяжения.

На рис. 4 приведена схема расположения векторов изменчивости минерализации в пределах зон региональных метасоматитов, жил и околоврудных метасоматитов. Сопоставляя особенности зональности этих трех

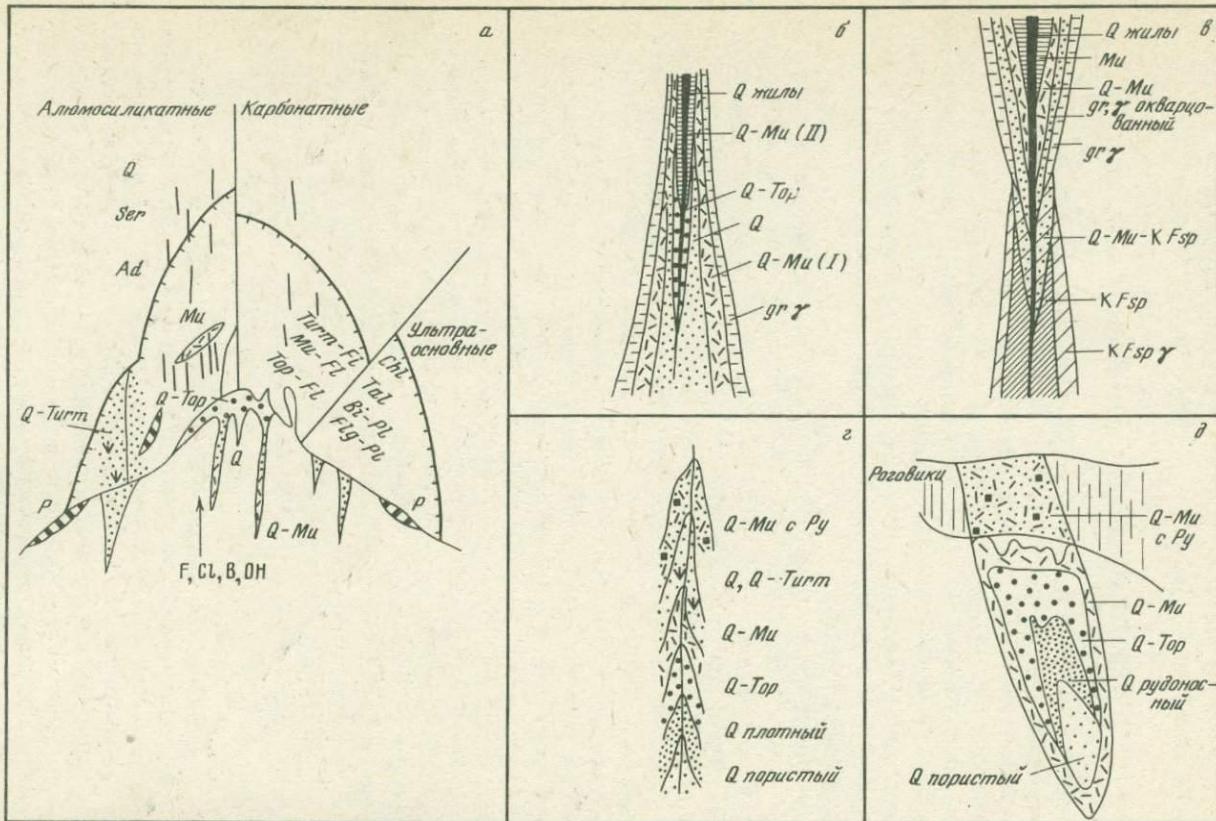


Рис. 3. Схемы вертикальной зональности гнейзов

а – по Г.Н. Щербе [42], б – по А.А. Беусу [5], Ту Квант-Чи, Лиу-И-мао [52], в – по С.М. Бескину, В.Н. Ларину, Ю.Б. Марину [2] с использованием схем В.Г. Боголепова, д – по В.Г. Боголепову [6]

различных по природе образований, можно прийти к выводу о том, что наиболее существенно по "структуре" зональности (ориентировке вектора максимальной изменчивости минерализации, пространственному расположению зон и симметрии) отличаются региональные метасоматиты и собственно рудные жилы.

Для регионально распространенных метасоматитов характерна отчетливая вертикальная зональность с вектором зональности, ориентированном вертикально, со сменой снизу вверх от более высокотемпературных парагенезисов (фаций) к более низкотемпературным (рис. 4, а). Границы зон в первом приближении параллельны палеоповерхности на период рудообразования или поверхности геоида или обобщенной поверхности кровли интрузии. Общие очертания зон субгоризонтальны [31, 39]. Таковы известные закономерности распространения зон региональной фельдшпатизации, пропилитизации, аргиллизации, турмалин-хлоритовых метасоматитов и других, отмеченные в работах М.М.Василевского, Г.М.Власова, С.И.Набоко, Ю.Н. и Э.М.Размахниных и др.

Для рудоносных жил и их систем типичны, как правило, противоположные закономерности, резкая, контрастная горизонтальная зональность и значительно менее отчетливая "растянутая" вертикальная (рис. 4, б). При этом горизонтальная зональность, как правило, симметричная — билатеральная в линейных зонах и жильных полях; центральная в кольцевых и дугообразных системах [32, 34]. Сошлемся, в частности, на недавно опубликованную работу О.П.Иванова с соавторами [18] для Певекского оловорудного района, в которой методами математической статистики показано, что главным элементом зональности жильной зоны, располагающейся в экзо-эндоконтакте интрузии гранитов, является не вертикальная зональность оруденения по отношению к гранитам, а симметричная горизонтальная по отношению к осевой плоскости жильного поля.

Значительный интерес представляют данные по вертикальной зональности рудных жил силикатно- и сульфидно-кассiterитовых месторождений, для которых в работах С.С.Смирнова, О.Д.Левицкого, И.Н.Кигая и др. отмечалась симметричная "чехольная" зональность с возрастанием сульфидов как на верхних, так и на нижних горизонтах рудных тел. Аналогичные данные о появлении сходных минеральных парагенезисов, в частности сульфидов, установлены и во многих грейзеновых месторождениях, в том числе изучавшихся автором в Центральном Казахстане (Акчатау, Караба, Нура-Талды и др.). Из зарубежных сошлемся на работу М.Штемпрака [49], специально посвященную появлению сульфидных прожилков на глубоких горизонтах Циновецкого месторождения Рудных гор.

Таким образом, "структура" зональности региональных метасоматитов (однонаправленная, асимметричная с вертикальным вектором максимальной изменчивости минерализации) и рудных жил (симметричная, резкая горизонтальная, растянутая вертикальная) диаметрально противоположны.

Локальные околоврудные метасоматиты обладают промежуточными чертами зональности (рис. 4, в). С одной стороны, для них отмечается отчетливая симметричная горизонтальная зональность (как и для жил), с другой — не характерна чехольная зональность и минеральные парагенезисы и их зональность на верхних и нижних горизонтах практически всегда от-

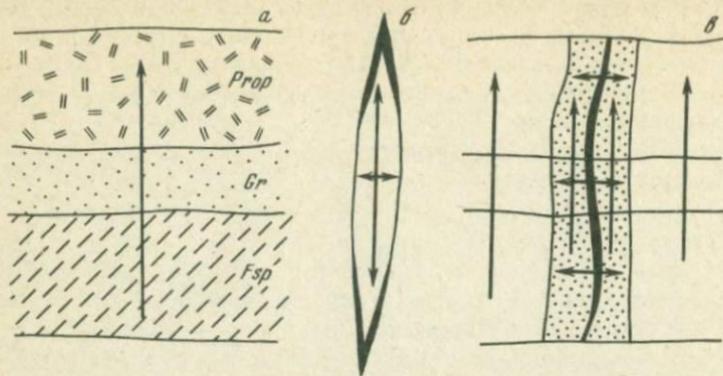


Рис. 4. Ориентировка векторов максимальной изменчивости минерализации и симметрия строения зон региональных метасоматических изменений (а), жил (б) и околовильных метасоматитов (в)

личаются. "Элемент" симметрии по вертикали здесь также можно увидеть, но лишь при рассмотрении химизма образования метасоматитов, в частности, в смене щелочных парагенезисов кислотными внизу и кислотных щелочными наверху. Однако при многообразии породообразующих минералов и отличии физико-химических условий ( $P$ ,  $T$ ,  $pH$ ,  $Eh$ ) щелочные парагенезисы верхних и нижних горизонтов всегда различны, например серицит-хлоритовые метасоматиты наверху и альбит-калишпатовые внизу.

С учетом этих общих положений о различной симметрии зональности региональных и локальных метасоматитов рассмотрим более подробно возможную модель формирования жильных грейзеновых тел — главного морфологического типа проявления грейзенизации.

На рис. 5 изображена упрощенная схема распределения температур, направления миграции растворов и изменения их щелочности—кислотности в рудообразующей системе: рудоносные граниты — трещины (жильные зоны) — вмещающие породы. Верхняя граница зоны влияния формирующегося метасоматического тела в этом случае, по-видимому, определяется глубиной распространения водонасыщенных пород. На этом уровне, очевидно, происходит смешение растворов глубинной циркуляции с огромными массами метеорных вод. В ряде случаев (Корнуолл и ряд других районов) в более поздние стадии формирования предполагается просачивание поверхностных вод на более глубокие горизонты, где под влиянием тепла интрузий они вовлекаются в систему глубинной циркуляции. Нижняя граница зоны питания растворов применительно к грейзеновым месторождениям определяется положением рудоносных гранитов, наиболее поздних фаз кристаллизации. На рис. 5, б изображена принципиальная схема расположения зон вблизи жильных систем и суммарная картина возникающей зональности метасоматитов.

В рассматриваемом варианте находят отражение многие отмеченные выше особенности зональности, в частности максимальное соответствие между составом региональных и локальных метасоматитов, жил и прожилков для центральных зон месторождений и отличия надрудных и подрудных зон метасоматитов.

В общем случае, как видно из рис. 5, на верхних горизонтах должно наблюдаться развитие более высокотемпературных локальных метасоматитов рудных жил и прожилков на фоне более низкотемпературных регионально распространенных метасоматитов, а на нижних горизонтах противоположное явление — низкотемпературные локальные метасоматиты жил и прожилков на фоне более высокотемпературных региональных метасоматических изменений.

## ВЫВОДЫ

Из всех приведенных выше данных следует, что формирование грейзенов происходит в неразрывной связи с гранитоидным магматизмом и представляет закономерную стадию развития единой рудообразующей системы расплав—раствор [16, 36, 21, 9, 6].

Грейзенизация при этом развивалась на фоне следующих геологических процессов (от ранних предшествовавших до завершающих).

1. Возникновение гранитной магмы в условиях общего растяжения земной коры на орогенной или активационной стадии развития.

2. Перемещение и становление гранитной магмы на глубинах от 1,0–1,5 км до 3–5 км.

3. Последовательное уменьшение давления в магматической камере вследствие магматической поляризации и "всасывание" растворов из окружающих пород, обогащение расплавов водой.

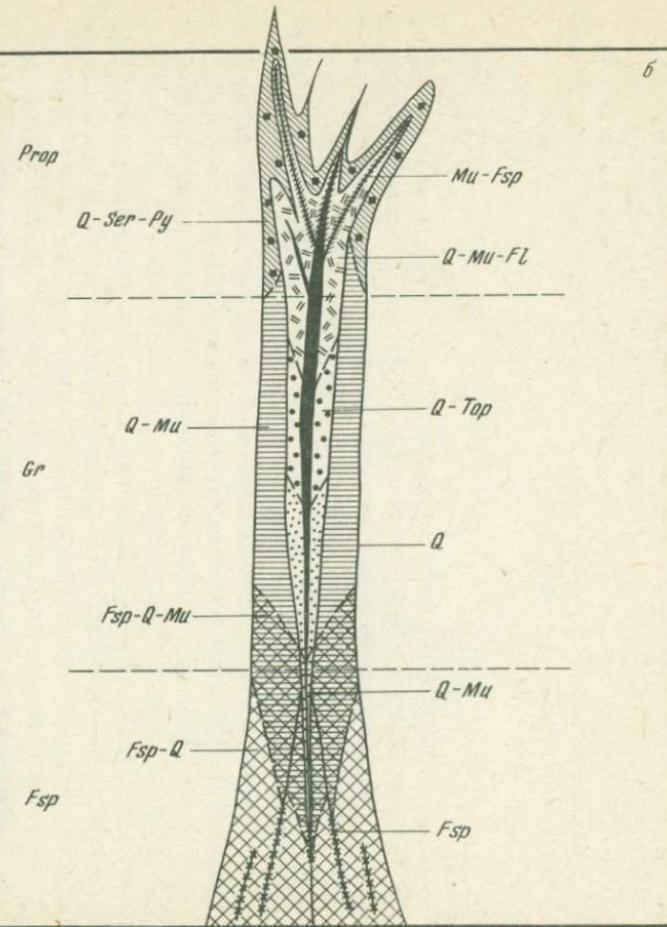
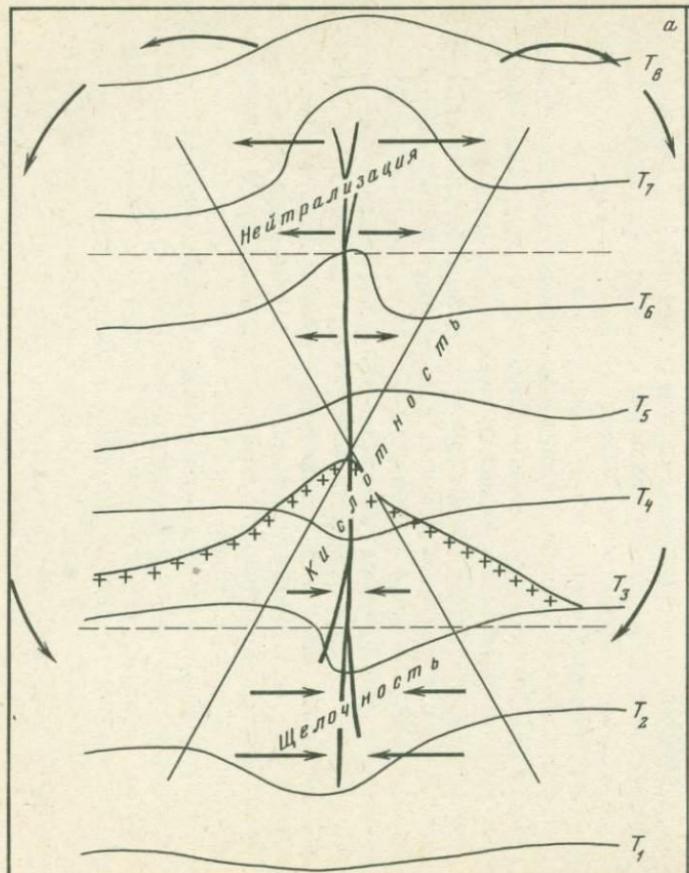
4. Пульсационное развитие кристаллизационной дифференциации с образованием нескольких магматических фаз, сопровождаемое становлением различных генераций жильных тел и отделением постмагматических растворов от ранних более щелочных, производящих региональнуюカリшпатизацию гранитов первой фазы, до поздних наиболее кислотных, определяющих формирование грейзенов.

5. Возникновение закономерно ориентированных систем трещин в гранитах и в кровле над интрузиями в результате кристаллизационной "усадки", "употрошения" магматических камер и общего развития трещинообразования при орогенезе и активизации. Использование возникающих трещин жильными телами аплитов и пегматитов (главным образом в связи с границами I фазы), дайками микрогранитов — онгонитов, образование кислых вулканитов при развитии сообщающихся с поверхностью систем трещин.

6. Усиление неравномерного распределения давления в рудообразующей системе в результате, трещинообразования, возникновения локальных участков пониженных давлений, благоприятных для накопления постмагматических растворов, в частности в куполах и гребнях гранитов под экраном вышележащих толщ.

7. Широкое развитие постмагматических процессов преобразования зон роговиков, раскристаллизованных гранитов, вплоть до частичного вторичного их переплавления в участках максимального накопления летучих, щелочей, редких элементов (в куполах). Формирование региональной метасоматической зональности со сменой снизу вверх: фельдшпатизация → грейзенизация → пропилитизация.

8. Возрастание относительной роли экзокинетической трещиноватости по мере завершения собственно магматических процессов, активная цир-



куляция растворов снизу вверх вдоль систем трещин: граниты поздних фаз — граниты ранних фаз — породы кровли.

9. Кислотно-щелочная эволюция постмагматических растворов в ходе их циркуляции в силу изменений давления, температур и взаимодействия с вмещающими породами. Формирование рудоносных локальных зон грейзенизации с контрастной зональностью.

10. Возрастание значения гранитов как источника тепла, длительно, до 20–30 млн. лет, сохраняющих, как теперь установлено, аномальное температурное поле. Развитие в этих условиях систем "конвекционной" циркуляции растворов с перемещением снизу вверх от "активных точек" — участков распространения аномальных тепловых потоков над куполами, в зонах трещиноватости и просачиванием сверху вниз на периферию.

11. Постепенное выравнивание температур и давлений в рудообразующей системе, уменьшение градиентов и, как следствие этого, нивелирование первичной зональности за счет наложения на зоны различного состава однотипных более поздних средне- и низкотемпературных образований: кварц-серпентитовых изменений, аргиллизации, прожилков с кварцем, флюоритом, карбонатами, сульфидами (пирит, сфалерит, галенит, марказит), иногда баритом, халцедоном и цеолитами.

Общая длительность развития процессов от начала кристаллизации первых фаз гранитов до формирования поздних метасоматитов растягивается на десятки миллионов лет.

Отмеченные особенности горизонтальной и вертикальной зональности грейзенов различных морфологических типов, рассмотренная модель формирования грейзеновых тел, основывающаяся на изменении температур, давлений, щелочности — кислотности растворов при их циркуляции в системе: рудоносные магматические породы — трещинные зоны — вмещающие породы, естественно, не исчерпывают всего многообразия наблюдаемых в природе случаев. Однако, как представляется, рассмотрены наиболее характерные и типичные случаи проявления процессов грейзенизации в эндо- и экзоконтактовых зонах гранитоидов. Более того, учитывая данные по зональности метасоматитов и рудных жил других формационных типов, в частности сопровождаемых турмалин-хлоритовыми изменениями, березитизацией вмещающих пород и др., можно заключить, что сформированное выше положение о все возрастающем несоответствии состава жил, окологильных метасоматитов и региональных метасоматитов по мере перехода от центральных частей рудоносных зон к их флангам составляет общую характерную особенность эндогенных месторождений, приуроченных к кругопадающим системам трещин и зонам дробления.

С所说的 хорошо согласуется одна общая геохимическая закономерность, ранее установленная В.Л.Барсуковым [8], фиксирующая различный характер распределения рудообразующих анионов (F) в жильных телах и окружающих метасоматитах на верхних, средних и нижних горизонтах рудных тел.

Рис. 5. Схема вертикальной зональности окологильных грейзенов

*a* — главнейшие факторы, формирующие зональность, — градиенты давлений (определенные направление течения растворов показаны стрелками), распределение температур, изменение щелочности-кислотности; *б* — изменение минерального состава метасоматических фаций в идеализированном сечении жилы

Принимая во внимание все вышеизложенное, можно прийти к выводу о возможности разработки и использования на практике единого правила вертикальной зональности эндогенных месторождений, основанного на сопоставлении состава и структуры региональных и локальных метасоматитов, жил и прожилков на различных горизонтах рудных тел.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Барabanov B.F. Минералогия вольфрамовых месторождений Восточного Забайкалья. Л., 1961.
2. Бескин С.М. О геологической позиции и вертикальной зональности грейзенов Акчатау и Восточный Коунрад. — Геология руд. месторождений, 1973, № 5.
3. Бескин С.М., Ларин В.Н., Марин Ю.Б. Редкометалльные гранитоидные формации. Л.: Недра, 1979.
4. Бетехтин А.Г. О причинах движения гидротермальных растворов. — В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: Изд-во АН СССР, 1953.
5. Беус А.А. Геохимия грейзеновых месторождений и закономерности распределения в них редких элементов. — В кн.: Тр. XXI сессии МГК, 1960.
6. Богослов В.Г. Основы новых генетических представлений для поисков редкометального оруденения в Казахстане. — В кн.: Проблемы геологии месторождений полезных ископаемых Казахстана. Алма-Ата: Казимс, 1979.
7. Богослов В.Г., Грищенко Л.К. Процессы калицизации на грейзеновых месторождениях Центрального Казахстана. — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1969, № 4.
8. Барсуков В.Л. Основные черты геохимии олова. М.: Наука, 1974.
9. Власов Г.М. О некоторых принципах выделения магматогенорудных систем. — Геология руд. месторождений, 1978, № 2.
10. Говоров И.Н. Геохимия рудных районов Приморья. М.: Наука, 1977.
11. Долгов Ю.А. Минералообразование в камерных пегматитах. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1965, ч. 94, вып. 1.
12. Духовский А.А., Артамонова Н.А., Молоткова М.Н. и др. Объемное геологическое строение Шерловогорского района Восточного Забайкалья. — Докл. АН, 1979, т. 247, № 6.
13. Дубровский В.Н., Кигай И.Н. Зональность оловорудных месторождений. — В кн.: Зональность гидротермальных рудных месторождений. М.: Наука, 1974, т. 1.
14. Духовский А.А., Николаев В.Ф., Бузкова Н.Г. и др. О закономерностях пространственного размещения редкометального оруденения в зависимости от формы и внутреннего строения гранитных массивов (на примере Центрального Казахстана). — Геология руд. месторождений, 1975, № 3.
15. Жариков В.А. Некоторые закономерности метасоматических процессов. — В кн.: Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании. М.: Наука, 1966.
16. Жариков В.А., Маркушев А.Л. К проблеме рудоносности магматических серий. — В кн.: Магматизм и эндогенное рудообразование. М.: Наука, 1976.
17. Загрузина И.А. О продолжительности формирования мезозойских гранитоидных комплексов в Тихоокеанском обрамлении. — Геология и геофизика АН СССР. Сиб. отд-ние, 1975, № 10.
18. Иванов О.П., Ермаков С.Ф., Ефременко Л.Я., Руденко О.А. Исследование рудной зональности Певекского узла методами математической статистики. — Геология и геофизика АН СССР. Сиб. отд-ние, 1975, № 7.
19. Иванова Г.Ф. Минералогия и геохимия вольфрамового оруденения Монголии. М.: Наука, 1976.
20. Изох Э.П. Оценка рудоносности гранитоидных формаций в целях прогнозирования. М.: Недра, 1978.
21. Казицин Ю.В., Ланда Э.А. Сопряженные метасоматические системы и их рудоносность. — В кн.: Рудоносные метасоматические формации Урала. Свердловск, 1976.
22. Коваленко В.И., Коваленко Н.И. Онгонитовые магмы, проблемы их образования и кристаллизации. — В кн.: Проблемы физико-химической петрологии. М.: Наука, 1979, т. 1.

23. Коржицкий Д.С. Режим кислотности-щелочности и вертикальная зональность при послемагматических процессах. – В кн.: Материалы к Всесоюз. совещ. по разработке научных основ поисков слепых тел. М.: Геосгеолтехиздат, 1958.
24. Косалс Я.А. Основные черты геохимии редких элементов в гранитоидных распластах и растворах. Новосибирск: Наука, 1976.
25. Марин Ю.Б. Гранитоидные формации малых и умеренных глубин. Л., 1976.
26. Наумов В.Б., Иванова Г.Ф. О связи редкометального оруденения с кислым магматизмом по данным изучения включений в минералах. – Геология руд. месторождений, 1980, № 3.
27. Наумов Г.Б., Наумов В.Б. Влияние температуры и давления на кислотность эндогенных растворов и стадийность рудообразования. – Геология руд. месторождений, 1977, № 1.
28. Наумов В.Б., Науменко Б.Н. Условия формирования олово-вольфрамового месторождения Светлое (Чукотка) (Иультин). – Геология руд. месторождений, 1979, № 5.
29. Онтоев Д.О. Зональность вольфрамовых месторождений. – В кн.: Зональность гидротермальных рудных месторождений. М.: Наука, 1974, т. 1.
30. Осипов М.А. Контракция гранитоидов и эндогенное минералообразование. М.: Наука, 1974.
31. Размахнин Ю.Н., Размахнина Э.М. Систематика, зональность и металлогеническое значение метасоматитов оловоносных полей Сихотэ-Алиня. – Геология руд. месторождений, 1973, № 1.
32. Рундквист Д.В., Денисенко В.К., Павлова И.Г. Грейзеновые месторождения. М.: Недра, 1971.
33. Рундквист Д.В., Павлова И.Г. Степень соответствия минерального состава метасоматических пород и рудных жил как критерий оценки глубины их эрозионного развития. В кн.: Метасоматизм и рудообразование: Тез. докл. IV Всесоюз. конф., 1976.
34. Рундквист Д.В., Неженский И.А. Зональность эндогенных рудных месторождений. Л.: Недра, 1975.
35. Рябчиков И.Д. Термодинамика флюидной фазы гранитоидных магм. М.: Наука, 1975.
36. Рябчиков И.Д. Физико-химические аспекты связи эндогенного рудообразования с магматизмом. – В кн.: Магматизм и эндогенное рудообразование. М.: Наука, 1976.
37. Соколов А.Л. Метасоматическая зональность на Индустрально-Хатаренском рудном поле. – Геология руд. месторождений, 1980, № 2.
38. Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977.
39. Флеров Б.Л. Оловорудные месторождения Яно-Колымской складчатой области. Новосибирск: Наука, 1967.
40. Чухров Ф.В. Минералогия и зональность Восточного Коунрада. – Тр. ИГЕМ, 1960, вып. 50.
41. Шаренок Л.Н. Магматогенные колцевые структуры. Л.: Недра, 1979.
42. Щерба Г.Н. Грейзеновые месторождения. – В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1976.
43. Щерба Г.Н., Кудряшов А.В. и др. Магматизм геотектоногенов. Алма-Ата: Наука, 1974.
44. Щерба Г.Н., Лаумулин Т.М., Сенчило Р.Н. Рудоносный блок и локализация в нем редкометального оруденения. – Докл. сов. геол. XXIV сес. МГК. М.: Наука, 1972.
45. Clark A.H. Preliminary study of the temperature and confining pressures of granite emplacement and mineralisation, Panasgueira, Portugal. – Bull. Inst. Miner. and Met., 1964, vol. 73, N 694.
46. Hosking K.F.G. Tin distribution patterns. – Geology of tin deposits. – Bull. Geol. Soc. Malaysia, 1979, N 11.
47. Hu Shou-chee, Ji Strou-yuan. Study on the alteration of granitic Wall Rocks of wolframite quartz veins of a tungsten deposit of Manling. – Acta geol. sinica, 1962, vol. 42, N 2.

48. *Jackson N.I.* Cornubian tin field. — Bull. Geol. Soc. Malaysia, 1979, N 11.
49. *Stemprok M.* Traces of sulphide and greisen mineralization in the deep parts of the Cínovec granite massif. — Věst. Ustréd. ústavu geol., 1964.
50. *Stemprok M.* The source of Tin, Tungsten and Molybdenum of primary ore deposits. — MAWAM, 1977, vol. 2.
51. *Taylor R.G.* Tin deposits, Australia. Geology of tin deposits. — Bull. Geol. Soc. Malaysia, 1979, N 11.
52. *Tu-Kwangchi, Liu-Ymao.* Some problems pertaining to the genesis of wolframit deposits of Southern Kiangsi China. — In: Prol postmagm ore deposits. Prague, 1965, vol. 11.
53. *Varlamoff N.A.* Central and West African rarametal granitic pegmatites, related aplite, quartz vein and mineral deposits. — Miner. deposita, 1972, N2.

УДК 552.125.46 : 553.22

*И.Т.Расс*

**ЗОНАЛЬНОСТЬ СОСУЩЕСТВУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ  
ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНЫХ ЗОН  
ИНФИЛЬРАЦИОННЫХ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ КОЛОНОК —  
ИНДИКАТОР ИЗМЕНЕНИЯ СОСТАВА РАСТВОРА**

Ковдорский массив щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов можно считать эталонным для всей формации в целом. Так, он, с одной стороны, характеризуется типичным для кольцевых массивов этой группы строением, присутствием ультраосновных, щелочных, мелилитовых пород и карбонатитов, с другой — высокой степенью изученности. Последнее объясняется его благоприятным географическим положением, относительно легкой доступностью и приуроченностью к нему крупнейшего месторождения флогопита, а также месторождений вермикулита и титаномагнетита.

Фундаментальные исследования геологии массива [11], его петрографии и минералогии [5], многочисленные работы, посвященные частным вопросам петрографии и геохимии, позволяют на его примере исследовать некоторые особенности петрогенезиса и геохимии, характерные для всей формации. Так, автором исследовалась закономерности смены парагенезисов метасоматитов магматической стадии, изменения оливинитов при ийолитизации и туриялитизации [7], режим кислотности растворов методом изучения изменения индикаторных отношений редких земель в сосуществующих минералах [8].

Задачей настоящей работы является исследование закономерностей изменения во времени кислотно-щелочных характеристик метасоматизирующих растворов, смены последовательных состояний локального равновесия раствор — твердые фазы в связи с тенденциями развития инфильтрационного метасоматоза, описываемыми уравнением Эршлера [3], на основе данных о зональности сосуществующих минералов переменного состава, полученных методом рентгеновского микроанализа [9].

Ковдорский массив ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов помещается в толще биотит-олигоклазовых гнейсов и гранитогнейсов беломорской серии архея, фенитизированных в зоне контакта с массивом.

Массив имеет кольцевое строение, обусловленное последовательным внедрением тяготеющих к единому центру различных по составу интрузий и образованием связанных с ними метасоматитов. Метасоматические породы занимают не менее половины всей площади современного эрозионного среза [11].

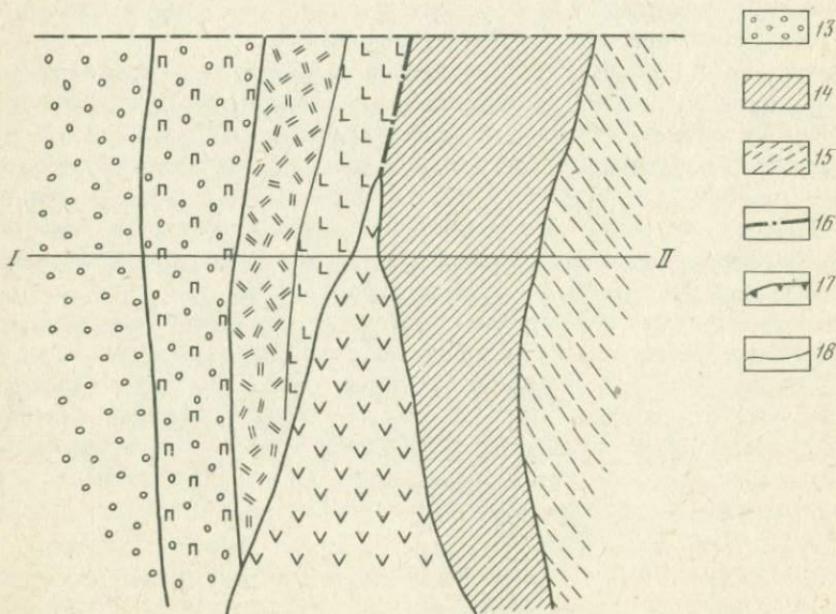
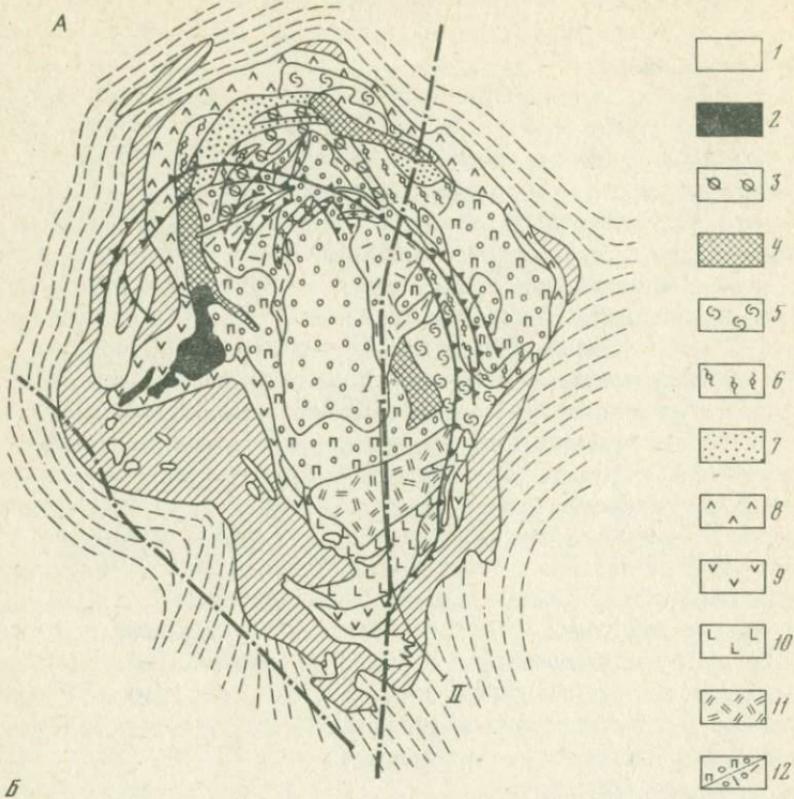
Ядро массива сложено оливинитами О, представляющими первую фазу внедрения. Реликты оливинитов (размером от нескольких сантиметров до нескольких десятков метров) встречаются среди пироксеновых, слюдяно-пироксеновых, мелилитовых и других пород, окружающих оливиниты ядра. Количество и размеры этих реликтов к периферии массива постепенно уменьшаются. Щелочные породы второй интрузивной фазы образуют почти сплошное невыдержанное по мощности периферийное кольцо. Они представлены однородными среднезернистыми массивными ийолитами (И) и ийолит-мелтьейгитами (в южной части массива), ийолит-урититами среднезернистыми и крупнозернистыми неоднородными, часто перекристаллизованными, и туляйтами (в северной части массива). В ийолитах, ийолит-мелтьейгитах, ийолит-урититах встречаются ксенолиты оливинитов и гнейсов. Туляйты (Т) образуют в северной части массива полукольцевую зону мощностью 0,6–1,0 и длиной 5 км. На востоке крупное тело туляитов связано с ийолитами. В туляитах изредка встречаются ксенолиты оливинитов с такими же зональными флогопит-пироксеновыми оторочками, как и вокруг ксенолитов оливинитов в ийолитах.

Внедрение щелочных интрузий по кольцевому разлому на контакте оливинитов с вмещающими гнейсами (Г) сопровождалось мощным метасоматозом тех и других пород. В результате по внутреннему контакту образовалась сплошная кольцевая зона апооливинитовых метасоматитов, а по внешнему контакту – ореол фенитов. Мощность зоны апооливинитовых метасоматитов достигает 3–4 км. Мощность зоны фенитизированных гнейсов и фенитов 1,2 км (на западном склоне горы Воцу-Ваара) – 4,5–5 км (на южном контакте Пилькома-Сельга).

Закономерная смена парагенезисов метасоматитов при ийолитизации и туляитизации оливинитов происходит при инертном поведение Mg, Fe, Si, Al в зависимости от изменения химических потенциалов Ca и Na, приводящего к изменению состава минералов [7]. Установлено скачкообразное изменение составов минералов переменного состава на границах метасоматических зон с небольшим изменением их внутри каждой зоны [9]. Эти закономерности свидетельствуют о преимущественно инфильтрационном механизме ийолитизации и туляитизации.

Последовательные зоны инфильтрационной метасоматической колонки ийолитизации лучше всего представлены в юго-юго-восточной части массива, где их суммарная мощность составляет ~ 2,5 км, а отношение мощностей последовательных зон 49 : 29 : 15 : 8. Приуроченность наиболее протяженного разреза к субмеридиональному разлому [4], являющемуся магмоподводящим каналом (наряду с кольцевыми разломами), позволяет исследованную инфильтрационную зональность отнести к вертикальной метасоматической зональности.

Метасоматиты инфильтрационной метасоматической колонки туляитизации в районе северо-западного профиля протяженностью 0,9 км также можно рассматривать как последовательные зоны вертикальной метасо-



матической зональности, так как они приурочены к кольцевому разлому — магмоподводящему каналу [4]. Мощности последовательных зон относятся как 55 : 30 : 20 : 13.

Вертикальная зональность — закономерное пространственное расположение разных фаций метасоматитов в вертикальном направлении, возникшее в результате фильтрации через породы одного потока растворов и перпендикулярное к направлению потока, возможная модель образования которой представлена на рис. 1.

Ийолитизация и турьятизация, так же как и фенитизация, являются процессами отчетливо магматической (прогрессивной) стадии, где на парагенезисы слюдитов наступают пироксен-нефелиновые, а также может образоваться зона магматического замещения; при фенитизации по биотиту образуется амфибол и далее — пироксен.

По пироксен-флогопитовому термометру Л.Л.Перчука [6] температуры образования пород колонки ийолитизации 700–760° [9] для передовых и тыловых зон соответственно. Таким градиентом (60° на 2,5 км), лишь незначительно выходящим за пределы точности метода, для ийолитизации можно пренебречь и считать ее инфильтрационным процессом без температурного градиента, но с градиентом химических потенциалов вполне подвижных компонентов Na и Ca [7]. По данным А.С.Сергеева [10], явление плавления фенитов у контактов и вблизи крупных апофиз интрузивных пород свидетельствует о том, что температура могла достигать 700–800°.

Изменение химизма пород, составляющих последовательные зоны метасоматических колонок ийолитизации и турьятизации оливинитов, определяется выносом Mg и Fe [8]; основная тенденция смены химизма пород, составляющих последовательные зоны колонки фенитизации гранитогнейсов, — вынос Si [10].

Отражением градиента химических потенциалов кальция и натрия в метасоматизирующем растворе является изменение концентраций этих компонентов в породах последовательных зон (рис. 2). Отношение  $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$  в этих породах также возрастает по мере приближения к источнику растворов — ийолиту (турьяту) (табл. 1). Окисление железа может быть вызвано наличием либо свободного кислорода, либо сильных окислителей — ионов  $\text{VO}_2^+$ ,  $\text{Cr}_2\text{O}_7^{2-}$ ,  $\text{MnM}_4^-$ ,  $\text{Co}^{3+}$ ,  $\text{Ni}^{3+}$  и т.д. Содержание всех этих компонентов в изученных породах исчезающее мало [5, 10]. Окисление железа может быть вызвано водными растворами повышенной щелочности с  $\text{pH} \geq 10$  при  $T \sim 600^\circ$  [10]. Методом измерения pH суспензий пород экзоконтактового ореола показано, что длительное взаимодействие щелочных растворов с гнейсами приводило к снижению pH растворов до зна-

Рис. 1. Возможная модель образования вертикальной метасоматической зональности  
А — геологическая схема Ковдорского массива [11] с элементами структурно-текtonической карты [4], Б — реконструируемый разрез

1 — карбонатиты, 2 — апатит-форстерит-магнетитовые породы, 3 — крупно- и грубо-зернистые флогопит-оливиновые породы, 4 — гранатовые скарны, 5 — турьяти, 6 — мелиллититы, 7 — монтчеллититовые породы, 8 — ийолит-уриты, 9 — ийолит-мелйтиты, 10 — якупирангиты, 11 — слюдиты, 12 — измененные оливиниты (а — пироксенизированные, б — флогопитизированные), 13 — оливиниты, 14 — фениты, 15 — гнейсы, 16 — разломы I фазы, 17 — кольцевые разломы, 18 — современный эрозионный срез

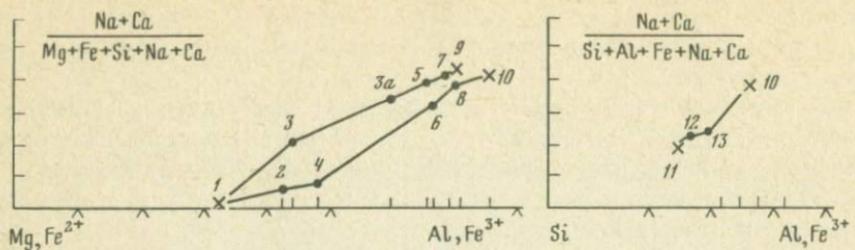


Рис. 2. Изменение концентраций  $\text{Na} + \text{Ca}$  в породах последовательных зон исследованных колонок

1 — оливинит, 2 — измененный оливинит, 3 — то же с монтчеллитом, За — мелитолит и оливиновый мелилитолит, 4 — слюдит, 5 — флогопитовый мелилит, 6 — нефелиновый пироксенит, 7 — нефелиновый мелилит, 8 — турмалин, 9 — нефелин-пироксеновая порода, 10 — ийолит, 11 — гнейс, 12 — фенитизированный гнейс, 13 — нефелиновый фенит

чений, близких к 7 [10]. Судя по аналогичным изменениям отношения  $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ , концентраций  $\text{Na} + \text{Ca}$  (см. табл. 1, рис. 2) для фенитов и апо-оливинитовых метасоматитов, можно считать бесспорным снижение щелочности (увеличение кислотности) метасоматизирующих растворов и при воздействии их на оливиниты.

Сопоставление изменений геохимических характеристик пород, представляющих последовательные зоны колонок ийолитизации и турмалинизации, с одной стороны, и фенитизации — с другой, позволяет считать установленным следующее: 1) масштабы фенитизации и эндоконтактового инфильтрационного метасоматоза сравнимы между собой и значимы для ультраосновных-щелочных массивов; 2) образование изученных колонок происходило в магматическую стадию практически в изотермических условиях при  $T \sim 700-750^\circ$ ; 3) действующим агентом были сильнощелочные растворы, щелочность которых по мере удаления от источника растворов падала (кислотность возрастала). Ранее установлено по изменениям

Таблица 1

Отношение  $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$  в породах последовательных зон инфильтрационных метасоматических колонок ийолитизации, турмалинизации оливинитов, фенитизации гранигнейсов

0,46			0,46
0,86	Флогопитизированный и пироксенитизированный оловинит		0,86
0,45	Слюдит	Оливин-мелилитовая порода и мелилитолит	0,75
0,99	Нефелиновый пироксенит	Мелилит-флогопитовая порода	1,15
1,33	Нефелин-пироксеновая порода	Мелилит-нефелиновая порода	
1,23	Ийолит	Турмалин	1,35
1,47		Нефелиновый фенит	1,47
1,06		Фенитизированный гнейс	1,06
0,52		Гранитогнейс	0,52

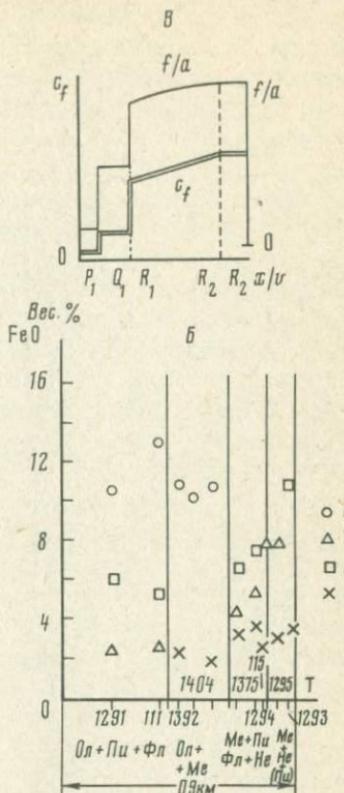
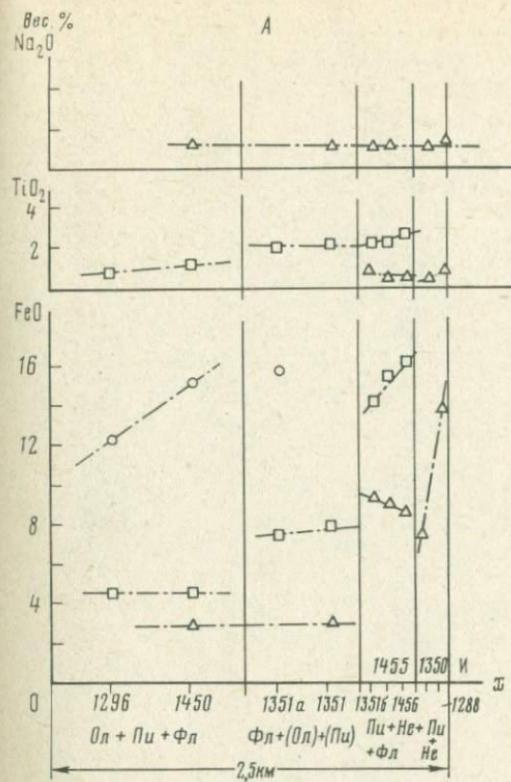
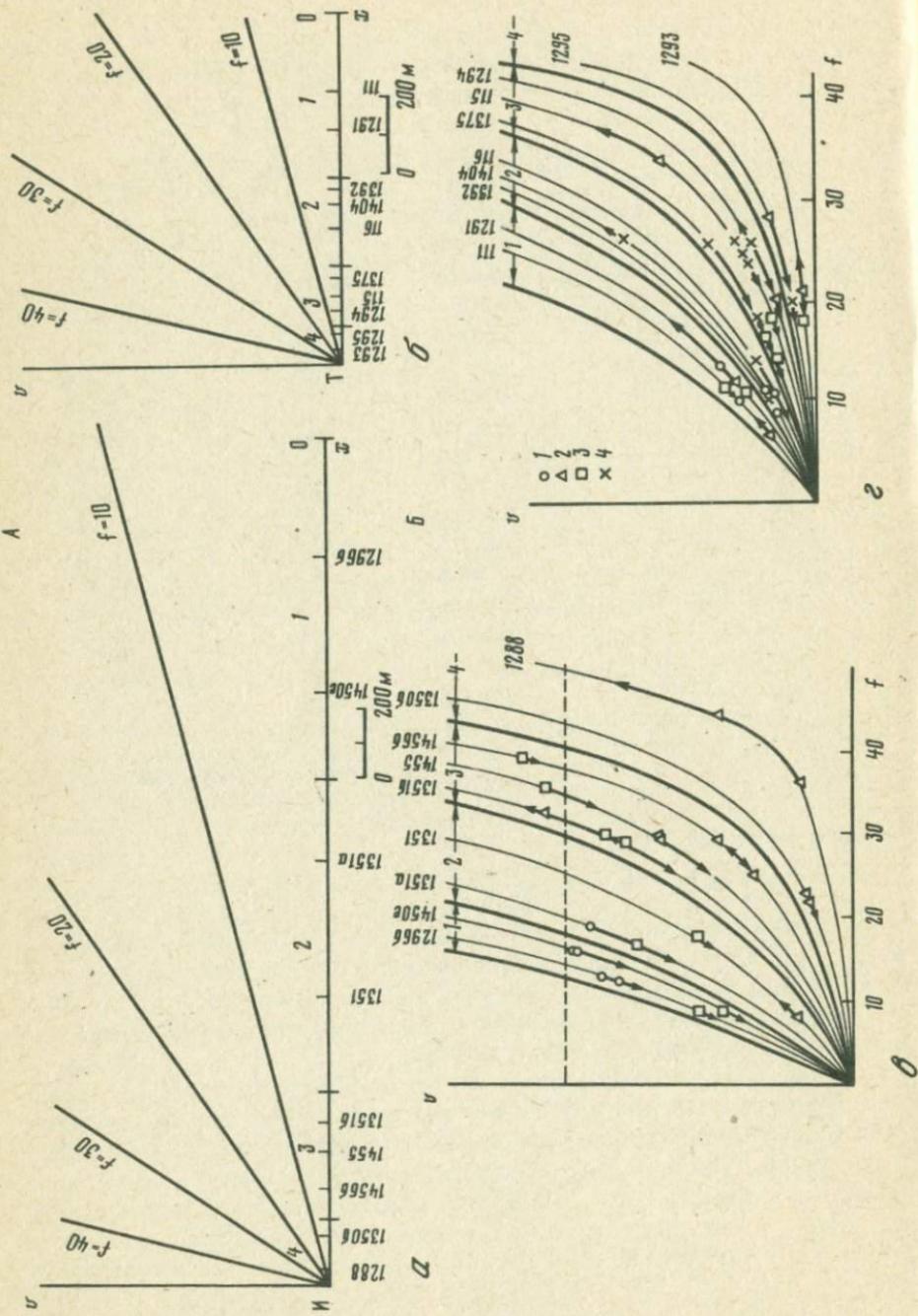


Рис. 3. Изменение концентраций  $\text{FeO}$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  в сосуществующих оливине (1), пироксене (2), флогопите (3), мелилите (4) из пород последовательных зон метасоматических колонок: А – ийолитизация, Б – турытизация. По оси абсцисс – положение образцов (см. номера в табл. 1, 2 [9]) в разрезах; В – диаграмма Д.С. Коржинского изменения концентрации  $C_f$  в растворе и  $f/a$  в минералах породы с относительным расстоянием  $x/v$  [3]

отношений  $\Sigma \text{TR}/\text{Ca}$ ,  $\Sigma \text{YTR}/\Sigma \text{CeTR}$ ,  $\Sigma \text{Fe}/\Sigma \text{Fe} + \text{Mg}$  [8] – показателей кислотности – в сосуществующих минералах метасоматических пород, что на фоне общего повышения кислотности составов минералов от тыловых зон колонок к передовым существует максимум наиболее кислотных составов в средних зонах колонок.

Изменения средних концентраций компонентов [9] в оливинах, пироксенах, флогопитах и мелилитах по расстоянию вдоль потока растворов (рис. 3, а, б) типично для инфильтрационного метасоматоза (рис. 3, в). Для  $\text{FeO}$  подобная закономерность свидетельствует о том, что  $C_{\text{Fe}}$  в растворе выше, чем в замещаемых оливине, флогопите, пироксене в последовательных зонах. Менее четко такая же закономерность выявляется для титана в колонке ийолитизации (см. рис. 3, а) и для  $\text{FeO}$  в колонке турытизации (см. рис. 3, б). Средние концентрации  $\text{Na}_2\text{O}$  в пироксенах и мелилитах незакономерно и незначительно колеблются в обоих типах колонок.



Все описанные характеристики дают представление об эволюции раствора в пространстве по мере удаления от источника раствора. Об эволюции раствора во времени можно судить на основании данных о зональности минералов. Зональность минералов (изменение концентраций различных компонентов от центра к периферии кристаллов) является следствием скорости роста кристаллов, большей, чем скорость диффузии компонентов в твердой фазе. Соответственно равновесие устанавливается между раствором и поверхностным слоем растущего кристалла. Таким образом, зональность минералов фиксирует последовательные состояния равновесия раствор — твердые фазы и позволяет судить об изменении состава раствора по крайней мере за время роста кристалла. Нами исследованы методом рентгеновского микронализма на MS — 46 "Самеса" относительные концентрации  $MgO$ ,  $FeO$ ,  $TiO_2$ ,  $CaO$ ,  $Na_2O$ ,  $Al_2O_3$  от центра к периферии существующих оливинов, пироксенов, флогопитов и мелилитов из последовательных зон метасоматических колонок ийолитизации и турияитизации [9].

Согласно основному уравнению инфильтрационного метасоматоза Д.С.Коржинского [3]:  $(d_i/dv)_x = \varphi_i(\partial C_i/\partial x)_v$ , линии постоянного состава можно графически представить в виде лучей, исходящих из начала координат, на графике  $x$  — расстояние по метасоматической колонке от источника раствора —  $v$  — объем просочившегося раствора, пропорциональный времени (рис. 4). Преобразуя эту диаграмму, исходя из условного расположения линий равной железистости (а смещение этих линий не влияет на выводы), получаем номограмму, где проекции изменения железистости от центра к периферии кристаллов на ось ординат означают объем просочившегося раствора  $v$ . При этом  $v = sv^t$ , где  $s$  — площадь сечения, принятая единичной,  $v$  — скорость раствора, принятая постоянной [3], а  $t$  — время — единственная переменная. Таким образом, очевидно, что зоны исследованных метасоматических колонок образовались практически одновременно, что подтверждает предположение Д.С.Коржинского [1], лежащее в основе теории метасоматической зональности [3].

Изменения концентраций по разрезу кристалла с учетом коэффициента распределения должно быть монотонным, если бы оно отражало только зависимость времени — рост кристалла — изменение концентраций в связи с коэффициентом распределения [12]. В большинстве случаев по разрезу кристаллов наблюдается неравномерное, немонотонное изменение относительных концентраций компонентов; представив изменение железистости на рис. 5 (радиусы всех кристаллов приняты за единицу), можно отметить, что в большинстве случаев железистость сначала возрастает, а затем уменьшается. В некоторых случаях наблюдается повторное возрастание железистости по разрезу. Так как зональность кристалла отражает эволюцию раствора во времени, а железистость минералов — индикатор

Рис. 4. Линии постоянной железистости (A) для метасоматических колонок ийолитизации (a) и турияитизации (б); изменение железистости (Б) от центра к периферии кристаллов (направление стрелок) оливинов (1), пироксенов (2), флогопитов (3), мелилитов (4) в последовательных зонах метасоматических колонок ийолитизации (в) турияитизации (г)

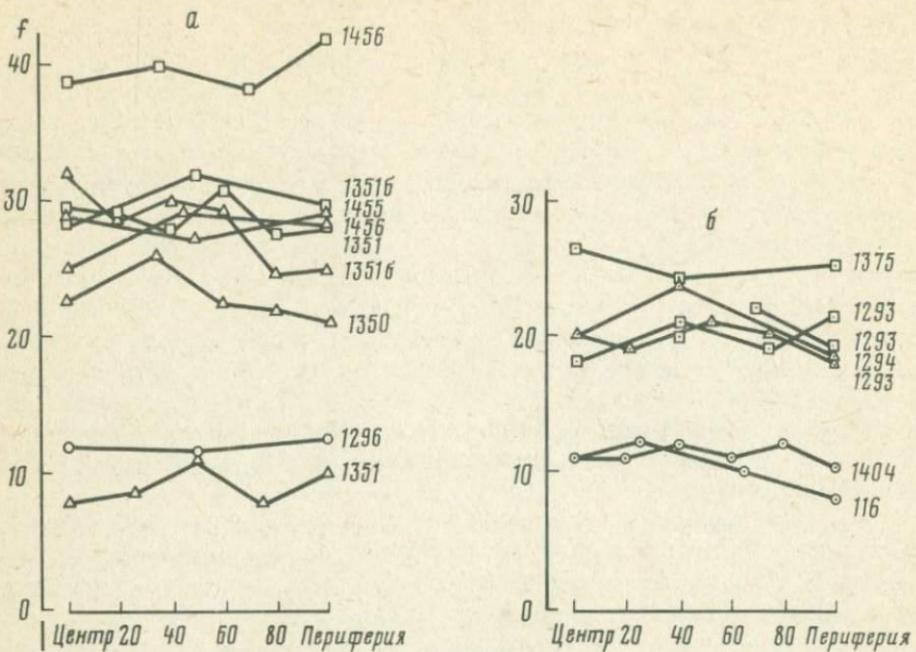


Рис. 5. Изменения железистости некоторых минералов непрерывно по разрезу кристалла, принятому за единицу, от центра до периферии в колонке ильолитизации (а) и турьятитизации (б)

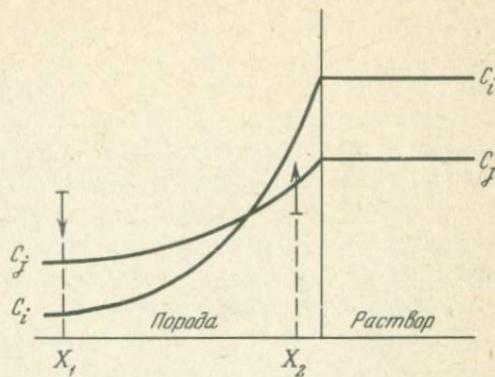
Условные обозначения те же, что и на рис. 3

кислотности<sup>1</sup>, такое изменение железистости по разрезу подтверждает гипотезу о наличии волны кислотности в метасоматизирующих растворах магматической стадии, так же как и в постмагматических [2]. Наличие в некоторых кристаллах других тенденций, вероятно, можно объяснить неодновременностью начала роста всех кристаллов.

Изменение концентраций какого-либо компонента  $i$  от центра кристалла к периферии  $d i / dr$ , где  $r$  – расстояние от центра кристалла к периферии зависит от концентрации этого компонента в растворе  $C_i$ , которая, в свою очередь, зависит в инфильтрационной метасоматической колонке от расстояния и времени. Если бы  $d i / dr$  определялось бы только концентрацией в растворе, то направление изменения концентрации в кристалле зависело бы уровнем концентраций того же элемента в одноименных минералах (находящихся в равновесии с раствором) зон более тыловых. Однако часто в пределах одной метасоматической зоны изменение концентраций от центра кристалла к периферии противоположно направлено. Это может быть следствием двух причин: либо данный кристалл неравновесен с раствором в отношении данного компонента (т.е. кристалл представляет собой реликт из зоны более передовой, почему-либо не успевший подвергнуться переработке, например, из-за закрытия пор и непоступления раствора), в этом случае следует одновременно смотреть изменения концентраций данного компонента по разрезу кристаллов этого минерала в

<sup>1</sup> Электроотрицательность Mg,  $\text{Fe}^{2+}$  и  $\text{Fe}^{3+}$  соответственно равна 174, 185 и 245.

Рис. 6. Модель различного поведения концентраций компонентов в растворе в зависимости от различных констант реакций для разных компонентов или коэффициентов распределения



передовой зоне. Второй вероятной причиной может быть функциональная зависимость коэффициента распределения данного компонента от концентраций других компонентов, так как для границы неизмененная порода – раствор существует зависимость концентрации компонента в поровом растворе от константы какой-либо реакции (растворения, обмена, соединения ...), в которой участвуют помимо этого компонента и другие (рис. 6). На рис. 6, предложенном А.А. Ярошевским для объяснения этих взаимоотношений, в точке  $X_1$  в минерале переменного состава относительно компонентов  $i$  и  $j$  от центра к периферии кристалла (по мере роста кристалла) компонент  $i$  будет уменьшаться, а в точке  $X_2$  – увеличиваться.

Таким образом, изменение концентраций по разрезу кристалла зависит от времени, опосредованно через  $C_i$  от расстояния по метасоматической колонке  $x$  и от  $K_i$  – коэффициента распределения, который, в свою очередь, зависит от коэффициентов распределения других компонентов (учитывая изменения фазового состава), т.е.  $i(r) = f(t, x, K_i)$ .

#### ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

1. Распределение компонентов между раствором и кристаллическими фазами может определяться тремя главными механизмами – инфильтрацией и диффузией раствора и взаимодействием жидкой и твердой фаз в процессе роста последней. Анализ изменения средних составов минералов вдоль метасоматической колонки показал, что диффузионный механизм при ее формировании играл резко подчиненную роль.

2. Зональность кристаллов фиксирует смену последовательных состояний равновесия поверхностный слой твердых фаз – раствор и, следовательно, отражает изменение состава раствора во времени (по крайней мере за время роста кристалла). Сопоставление изменений составов по разрезу от центра к периферии кристаллов существующих минералов последовательных зон исследованных метасоматических колонок позволило наглядно показать одновременность образования различных зон при инфильтрационном метасоматозе.

3. Исследование зональности реальных кристаллов из различных зон исследованных метасоматических колонок показало сложность соотношений зональности кристаллов в пределах каждой из зон метасоматической зональности, которая не может интерпретироваться на основе про-

стейшей модели роста кристалла при постоянном составе раствора и постоянном коэффициенте распределения исследованных компонентов кристалл/раствор: а) немонотонный характер зональности в пределах одного кристалла (инверсионная и другая зональность) может быть следствием кислотной волны компонентов, фиксированной ранее по средним индикаторным отношениям редких земель в минералах различных зон колонки; б) разнонаправленная зональность в различных кристаллах одной и той же зоны метасоматической колонки может быть следствием неравновесности отдельных кристаллов или при последовательном росте различных кристаллов следствием изменения коэффициента распределения под влиянием других компонентов.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Коржинский Д.С. Петрологический анализ флогопитовых и мусковитовых месторождений Восточной Сибири. – В кн.: Слюды СССР. М.: ОНТИ, 1937.
2. Коржинский Д.С. Режим кислотности и щелочнometальности трансмагматических растворов. – В кн.: Проблемы кристаллохимии минералов и эндогенного минералообразования. Л.: Наука, 1967.
3. Коржинский Д.С. Теория метасоматической зональности. М.: Наука, 1969.
4. Краснова Н.И., Соколова В.Б. Тектоника и механизм формирования Ковдорского щелочно-ультраосновного интрузивного комплекса. – Вестн. ЛГУ, 1978, № 6.
5. Кухаренко А.А., Орлова М.П., Булах А.Г. и др. Каледонский комплекс ультраосновных щелочных пород и карбонатитов Кольского п-ова и Северной Карелии. М.: Недра, 1965.
6. Перчук Л.Л. Равновесия породообразующих минералов. М.: Наука, 1970.
7. Расс И.Т. Парагенезисы метасоматитов магматической стадии щелочно-ультраосновных пород. – Докт. АН СССР, 1968, т. 180, № 5.
8. Расс И.Т. Поведение редкоземельных элементов и иттрия в процессе метасоматического изменения ультраосновных пород магматической стадии. – Геохимия, 1972, № 1.
9. Расс И.Т. Зональность сосуществующих минералов природных метасоматических колонок. – В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1978.
10. Сергеев А.С. Фениты комплекса ультраосновных и щелочных пород. Л.: Изд-во ЛГУ, 1967.
11. Терновой В.И., Афанасьев Б.В., Сулимов Б.И. Геология и разведка Ковдорского вермикулит-флогопитового месторождения. Л.: Недра, 1969.
12. Albarede F., Bottinga Y. Kinetic disequilibrium in trace element partitioning between phenocrysts and host lava. – Geochim. et Cosmochim. acta, 1972, vol. 36, № 2

*Ю.В. Алехин, Л.З. Лакштанов,*

*А.Г. Вакуленко*

## НОВОЕ В ПРЕДСТАВЛЕНИЯХ О ФИЛЬТРАЦИОННОМ ЭФФЕКТЕ

Обычно фильтрационный эффект (ф.э.) определяется как концентрационная дифференциация, возникающая при фильтрации компонентов порового раствора с различными скоростями [20, 14, 15]. Главные причины разделения в концепции обратного осмоса [35, 23] связываются с конвективным переносом растворов через границы сред с контрастным доннановским распределением. Прогресс в исследованиях и практическом применении процессов разделения на обратноосмотических мембранах [30, 33] и наши последние работы [3, 4, 5] позволяют осуществить синтез современных представлений о причинах и закономерностях разделения и концентрационной поляризации при фильтрации.

Следует подчеркнуть, что уже начальная формулировка ф.э. предполагает, что изменения концентрации вследствие ф.э. связаны исключительно с процессами переноса в поровых растворах, т.е. такие внутренние источники и стоки компонентов, как химические и адсорбционные взаимодействия с пористой средой, должны быть учтены, но не имеют отношения к существу рассматриваемой проблемы. Такое определение ф.э. предполагает следующее.

1. В силу естественного для системы пути эволюции к стационарному состоянию первоначальное, возможно, равномерное распределение компонентов в поровом растворе сменяется неравномерным.

2. Возникающая концентрационная дифференциация связана с самим фактом фильтрации, (а точнее, с конвективным перемещением раствора) либо прямо, либо опосредованно.

3. В отличие от таких процессов, как, например, концентрационная диффузия и химические реакции, процесс разделения не является типично диссипативным, так как не направлен к состоянию равновесия.

Основное содержание этой статьи посвящено анализу этих следствий, а также причин и закономерностей процесса разделения при ф.э., зависимостей его от основных параметров и возможных масштабов проявления в условиях земной коры.

Кроме того, задачей этого сообщения является сравнительный обзор представлений, в разное время высказанных по поводу механизма и главных закономерностей ф.э. Сложная история развития концепции насчитывает уже более тридцати лет [20, 31]. По мнению авторов, сообщения эволюция представлений о ф.э. является поучительным примером успехов и неудач при заимствовании и внедрении в геологическую науку идей того раздела современного знания, который может быть назван "Транспортные явления в пористых средах". Определенные успехи, достигнутые авторами [4, 5] в разработке теории и механизма, удовлетворительное совпадение наблюдаемых эффектов с предсказываемой теорией, а также то, что современная концепция ф.э. представляет органическое целое с общей системой знаний о транспортных явлениях в пористых средах, позволяют думать,

что найден правильный путь в решении проблемы. Элементы этого решения содержались уже в ранних работах по ф.э. [18, 1], однако лишь со времени систематического применения методов термодинамики необратимых процессов (т.н.п.) [8, 9, 10] стала очевидной структура решения. Понадобилось еще несколько лет для строго экспериментального доказательства [3, 4, 5] реальности прогнозируемых закономерностей. Главные экспериментальные и теоретические результаты наших работ в направлении объяснения закономерностей разделения на основе общих принципов термодинамики необратимых процессов (т.н.п.), в особенности в плане связи процессов обобщенной диффузии с явлениями конвекции [5], позволяют дать иную трактовку основного уравнения ф.э. Д.С. Коржинского [21]:

$$\frac{\partial C_i}{\partial t} + v_{H_2O} \varphi_i \frac{\partial C_i}{\partial x} + v_{H_2O} C_i \frac{\partial \varphi_i}{\partial x} = 0. \quad (1)$$

Уравнение (1) является одной из форм обычного для т.н.п. [10] уравнения материального баланса при одномерном переносе. Прежде всего учтем, что в случае растворов, где  $N_{H_2O} \approx 1$  (даже для 1 М раствора соли  $N_S \approx 0,02$ ), скорость растворителя  $v_{H_2O}$  — это, по существу, скорость конвекции. В этом случае коэффициент ф.э.  $\varphi_i = v_i / v_{H_2O}$  может быть представлен как

$$\varphi_i = (v_i^D + v) / v, \quad (2)$$

где  $v_i^D$  — скорость диффузии  $i$ -го компонента,  $v$  — скорость конвекции, т.е. некоторая характеристическая скорость движения порового раствора.

Важно подчеркнуть, что определение обобщенной диффузии, как направленного движения компонента со скоростью, отличной от средней скорости движения всей системы (в нашем случае порового раствора), является наиболее формальным и общим определением диффузии в т.н.п. Именно таким образом вводится определение плотности диффузационного потока массы  $J_i^D$  (моль/см<sup>2</sup> · сек):

$$J_i^D = C_i(v_i - v) = C_i v_i^D, \quad (3)$$

где  $v_i$  — полная средняя скорость направленного перемещения компонента относительно выбранной системы отсчета (в нашем случае относительно пористого каркаса). Скорость конвекции  $v$ , как характеристическая для системы, по определению, одинакова для всех компонентов и совпадает со скоростью фильтрации  $v_i$  лишь тогда, когда  $v_i^D = v_i - v = 0$ , т.е. когда для данного компонента отсутствуют явления диффузационного переноса или пренебрежимо мала (как в случае воды в разбавленных растворах) скорость диффузии. При таком формализме очевидно, что  $\varphi_i$  в (2) — мера участия компонента  $i$  в диффузационном переносе.

Уравнение (1) с учетом (2) можно записать для случая трехмерной фильтрации в виде

$$\frac{dC_i}{dt} + \frac{v(v_i^D + v)}{v} \nabla C_i + C_i v \nabla \frac{v_i^D + v}{v} = 0,$$

где  $\nabla \equiv \partial/\partial x + \partial/\partial y + \partial/\partial z$ .

Отсюда несложно получить обычное уравнение баланса [10] без внутренних источников и стоков вещества

$$\frac{dC_i}{dt} + v_i \nabla C_i + C_i \nabla v_i = 0 \quad (4)$$

или

$$dC_i/dt + \nabla J_i = 0, \quad (4a)$$

причем  $J_i = C_i v_i = C_i (v_i^D + v)$  -- плотность полного потока массы  $i$ -го компонента в произвольном сечении порового раствора, нормальном к направлению потока.

Из уравнений (1)–(4) очевидно также, что часто встречающееся [18, 14] включение в основное уравнение ф.э., члена, характеризующего концентрационную диффузию  $D_i \nabla^2 C_i$  в форме второго закона Фика [28], неоправданно, так как (1) является полным уравнением материального баланса. Его появление в более ранних работах по ф.э. можно объяснить, если  $\varphi_i$  понимать как меру отличия скорости  $i$ -го компонента от скорости растворителя при фильтрации, не осложненной концентрационной диффузией. Однако такому подходу противоречит общее определение  $\varphi_i = v_i/v_{H_2O}$ , где  $v_i$  — полный вектор скорости перемещения  $i$ -го компонента относительно пористой среды (т.е. с учетом и скорости диффузионного перемещения).

Сравнение (1) и (4) позволяет видеть более общий характер последнего уравнения, в особенности если представить полный вектор скорости  $v_i$  как сумму двух компонент — диффузионной и конвективной:

$$\text{Тогда } \frac{dC_i}{dt} + (v_i^D + v) \nabla C_i + C_i \nabla (v_i^D + v) = 0.$$

Все термы этого уравнения обладают одинаковой размерностью (скаляры), так как два последних представляют внутренние (точечные) произведения векторов. Если переписать последнее уравнение в форме

$$dC_i/dt + \nabla J_i^D + \nabla J_i^K = 0,$$

где  $J_i^D = C_i v_i^D$ ,  $J_i^K = C_i v$ , то становятся очевидными все возможные причины изменения в уравнении материального баланса.

Во-первых, непостоянство локальной плотности диффузионного потока массы (т.е. наличие дивергенции  $-\nabla J_i^D$ ) может быть связано как с  $\nabla C_i$  (член  $v_i^D \nabla C_i$ ), так и с  $\nabla v_i^D$  (член  $C_i \nabla v_i^D$ ), и к физическому смыслу последнего скалярного произведения мы вернемся ниже. Во-вторых, непостоянство плотности конвективного потока массы также связано, как с  $\nabla C_i$  ( $v \nabla C_i$ ), так и с  $\nabla v$  ( $C_i \nabla v$ ). Физический смысл  $\nabla v$  достаточно очевиден и выражает то, что в случае сжимаемых растворов условие неразрывности потока требует, чтобы при расширении растворов в областях более низкого давления скорость конвекции частиц увеличивалась. Для несжимаемых однокомпонентных сред  $\nabla v = 0$ .

Рассмотрим стационарное состояние ( $dC_i/dt = 0$ ) в несжимаемом разбавленном растворе. Тогда, очевидно,

$$v_i^D \nabla C_i + C_i \nabla v_i^D = -v \nabla C_i. \quad (5)$$

Столь же очевидно, что  $\nabla C_i = 0$  лишь при одном нетривиальном условии, когда  $\nabla v_i^D = 0$  и когда коэффициент  $\varphi_i$  (см. (2) и (4)) постоянен во всех рассматриваемых сечениях,  $\varphi_i = \text{const}$ . Ранее [5] нами было показано,

что такое стационарное состояние, впервые рассмотренное Д.С. Коукинским [21], при фильтрации соответствует лишь асимптотическому пределу при значительном преобладании конвекции над процессами обобщенной диффузии. В общем же случае  $\varphi_i$  — параметр локальный, меняющийся от сечения к сечению и не только (и часто не столько) в связи с изменением свойств среды транспорта, а в основном в связи с появлением при фильтрации  $\Delta C_i$  (5). Интересно, что условие стационарности Д.С. Коржинского  $C_i \varphi_i = \text{const}$  реализуется более широко. В самом деле, в стационарном состоянии  $\nabla J_i^D = -\nabla J_i^K$  и  $\nabla J_i = \nabla J_i^D + \nabla J_i^K = 0$  для всех компонентов. Тогда очевидно, что  $J'_i = J''_i = \dots = J^n_i$  и  $J'_{H_2O} = J''_{H_2O} = \dots = J^n_{H_2O}$  для всех сечений. Отсюда  $(C_i \nu_i) / C_{H_2O} \nu_{H_2O} = \text{const}$ , что при  $C_{H_2O} = \text{const}$  соответствует условию  $C_i \varphi_i = \text{const}$ . Условие  $C_{H_2O} = \text{const}$  в не слишком концентрированных растворах практически также реализуется лишь в неожиданных флюидах, т.е. мы приходим к выражению  $C_i \varphi_i = \text{const}$ , но с определенными ограничениями. К такому же выводу несложно прийти при анализе (5).

Использование условия стационарности (5) (или более расширенного условия с  $\nabla \nu \neq 0$ ) предпочтительно по ряду причин, но главным является то, что разбиение на конвекцию и диффузию наглядно иллюстрирует особенности достигаемого стационарного состояния с возникновением при фильтрации  $\Delta C_i$ . Начиная с этого момента диффузия в однородной среде является процессом, сопровождающимся возникновением субстанциаль-

ных ускорений  $\frac{d\nu_i}{dt} = \frac{\partial \nu_i^D}{\partial t} + (\nu_i^D \nabla) \nu$ . Столь же справедливо и утверждение о том, что именно в средах, где локальные  $\left( \frac{\partial \nu_i^D}{\partial t} \right)$  диффузионные укоренения неодинаковы для различных компонентов (и в конечном итоге неодинаковы их диффузионные подвижности), возникают явления концентрационной поляризации и  $\nabla C_i$ . Эти выводы подтверждаются всеми известными экспериментальными данными о процессах концентрационной дифференциации при фильтрации и свободны от каких-либо предположений о реальных механизмах и движущих силах процессов разделения. По нашему мнению, такой анализ полезен именно тем, что он не содержит никаких эвристических допущений и гипотез о возможном механизме.

Однако аппарат современной термодинамики однозначно свидетельствует [10], о том, что в качестве обобщенных сил диффузии необходимо рассматривать градиенты электрохимических потенциалов компонентов  $\nabla \tilde{\mu}_i = \nabla \mu_i + z_i F \nabla \varphi$ , где  $\nabla \mu_i = -\bar{S}_i \nabla T + \bar{V}_i \nabla P + RT \nabla \ln C_i + RT \nabla \ln f_i$ ,  $\mu_i$  — химический потенциал,  $\bar{S}_i$  и  $\bar{V}_i$  — парциальные молярные энтропия и объем. При необходимости кроме электрического поля с напряженностью  $E = -\nabla \varphi$  могут быть учтены внешние консервативные поля, типа поля тяготения или центробежного [10].

Нами показано [3], что в случаях изотермической фильтрации главным является учет процессов, связанных с  $\nabla P$ ,  $\nabla \varphi$  и  $\nabla C$ . Было показано также, что в системах, где первоначально  $\nabla C = 0$ , единственными силами, вызывающими разделение, могут быть  $\nabla P$  и  $\nabla \varphi$ , т.е. явления бародиффузии и электродиффузии (электромиграция). Однако прежде чем перейти к

анализу транспортных явлений при изотермической фильтрации, рассмотрим некоторые важные для последующего рассмотрения общие особенности процессов многокомпонентной фильтрации.

В условиях экспериментов по фильтрации трудно воспроизвести модель непрерывной пористой среды, наиболее обычную для природы. Важным поэтому является анализ правомочности перенесения результатов модельных экспериментов на природные системы. Сравним три изотермические модели: 1) изолированную осмотическую систему с полупроницаемой мембраной; 2) вентильную систему с внешней механической силой [27]; 3) усложненный вариант предыдущей модели, когда вентиль достаточно большой протяженности представляет собой пористый фильтр.

Очевидно, что лишь процессы в пределах фильтра в третьей модели в пренебрежении краевыми эффектами можно рассматривать как наиболее типичный аналог природных процессов фильтрации. Однако уже анализ явлений в простейших вентильных системах позволяет получить ряд необходимых выводов. Это связано с тем, что неоднородная система, состоящая из двух свободных растворов, разделенных полупроницаемой мембраной, может рассматриваться как предельный случай непрерывной системы [27]. В то же время термодинамический анализ явлений переноса в непрерывных средах значительно сложнее, так как значения интенсивных параметров становятся функциями не только времени, но и пространственных координат.

При этом приходится учитывать также, что в экспериментах поровый раствор неизбежно контактирует и находится в вещественном обмене как со свободными растворами, разделенными фильтром, так и с минеральным фильтром, т.е. реально осуществима лишь модель 2, в той или иной степени осложненная гетерофазными взаимодействиями. Свободный объем фильтранта (раствора до фильтра) выступает в качестве буферной емкости с заданными уровнями электрохимических потенциалов компонентов, что существенно влияет на характер устанавливающегося стационарного состояния и, как мы увидим ниже, моделирует ситуацию, когда уровни химических потенциалов (границевые условия) контролируются гетерофазными химическими реакциями.

Подчеркнем разницу в подходах при описании явлений переноса в разных моделях. В моделях 1 и 2 поровый раствор обычно не рассматривается в качестве отдельной фазы. Это позволяет детально не учитывать наиболее трудно поддающиеся исследованию процессы переноса в пределах фильтра, так что исследуется лишь обмен веществом и энергией между краевыми фазами прерывной системы. В этих случаях сам фильтр может рассматриваться как некоторая сингулярность.

Транспорт в таких моделях удобно представлять в терминах конвективного процесса, пользуясь конечными приращениями для потоков и сил. Фильтрация, осмос и электроосмос рассматриваются в этих моделях как коллективные процессы переноса (табл. 1), а так как краевые фазы таких систем обычно покоятся, то выделение конвективных и диффузионных составляющих логически неоправданно. И тем не менее, использование уравнений для фильтрации, осмоса и электроосмоса [27], как для исключительно конвективных процессов, весьма условно. Это допустимо, пока мы закрываем глаза на существование процессов в фильтре. Однако использо-

Таблица 1

Классификация процессов массопереноса и электрических явлений в прерывных и непрерывных системах

Прерывные системы		Непрерывные системы		
Движущие силы	Процессы переноса	Движущие силы	Диффузионные процессы переноса	Конвективные процессы переноса
$\nabla P$	Фильтрация, ток течения	$\nabla P$	Бародиффузия, ток бародиффузии	Бароконвекция, ток бароконвекции
$\nabla C(\Delta a)$	Оsmос или осмотическая фильтрация, осмотический ток	$\nabla C(\nabla a)$	Ток диффузии, Концентрационная диффузия	Осмотическая конвекция, ток осмотической конвекции
$\nabla \varphi$	Электроосмос или электроосмотическая фильтрация, электроосмотический ток	$\nabla \varphi$	Электромиграция или электродиффузия, ток проводимости	Электроосмотическая конвекция, ток электроосмотической конвекции

вание уравнений Пуазейля и Дарси для течения жидкости при размерах пор меньше  $50 \text{ \AA}$  бессмысленно, а при размерах пор  $50\text{--}5000 \text{ \AA}$  и несколько более (в зависимости от  $T\text{-}P$  условий) даже в экспериментах на фильтрах длиной в первые несколько сантиметров необходимо учитывать более комплексный (чем просто конвективный) характер процессов переноса. При очень малых порах (для водных растворов при комнатной температуре начиная с  $50\text{--}100 \text{ \AA}$ , а для газов и малоплотных растворов и надkritических флюидов — при характеристических размерах, соизмеримых с длиной свободного пробега) правильнее говорить о силовой диффузии относительно пористого каркаса (кнудсеновская диффузия), а не о фильтрации как примере вынужденной (силовой) конвекции. В этих условиях взаимодействие со стенкой (поры, мембранны, вентиля) становится решающим для формулировки законов переноса. Все потоки и коэффициенты переноса для этих диффузионных процессов удобно определяются уже по отношению к неподвижной пористой матрице, рассматриваемой как один из компонентов системы (гелевая модель), так как силами взаимодействия подвижной фазы и фильтра пренебречь уже недопустимо. Более того, они велики по сравнению с междучастичным взаимодействием в растворе.

Например, при движении газовых молекул по порам с размерами меньшими длины свободного пробега в силу лишь стерических ограничений будут практически отсутствовать или весьма затрудняться межмолекулярные взаимодействия в газе при полном преобладании специфических для каждого компонента взаимодействий с поверхностью пор. Разное по величине взаимодействие предполагает разную подвижность, т.е. разделение при силовой диффузии. Подобное же (в меньших масштабах, но эффективно

компенсирующихся при большой протяженности путей фильтрации) должно наблюдаться и при существенно конвективном движении ассоциированных жидкостей и тем более в гидротермальных растворах и надкритических флюидах, если поры достаточно малы. При этом ясно, что в широком интервале размеров пор эффекты разделения и размер пор связаны функциональной зависимостью, так что речь может идти лишь о величине эффектов разделения, а не о полном их отсутствии. С этих позиций приведенные выше критические размеры пор достаточно условны, так как протяженность пути фильтрации будет выступать в роли накопительного фактора.

Область проявлений фильтрационного эффекта  $v_i > v > v_j$ , очевидно, наиболее широка по интервалу размеров пор. Однако для экспериментатора эта область более ограничена достоверностью определения накапливающихся дефицитов концентрации при фильтрации через среды конечной протяженности. Количественные эксперименты на весьма длинных природных фильтрах не только сложны технически, но и практически невозможны из-за трудностей их подготовки (очистка и сорбционное насыщение). Весьма ограничены также возможности фильтрации через аналоги природных сред при реальных в петрологической практике градиентах давления из-за невероятной длительности экспериментов и малой величины эффектов разделения. Применение теории подобия позволяет избежать проведения экспериментов в условиях, нереальных с точки зрения геологической обстановки.

В модельных экспериментах это достигается проведением фильтрации при определенном значении продольного критерия Пекле  $Pe$ , в явной форме, очевидно введенного Б.В. Дерягиным [12]. Для любого компонента порового раствора

$$Pe_i = \bar{v} l / \bar{D}_i, \quad (6)$$

где  $\bar{v}$  — средняя конвективная скорость,  $l$  — длина пути, на которой анализируются величины эффектов разделения,  $\bar{D}_i$  — средний коэффициент диффузии. Заметим, что при постоянных  $\bar{v}$  и  $\bar{D}_i$  продольный критерий  $Pe$  прямо пропорционален длине пути. На рис. 1 приведены ранее полученные нами [5] зависимости задержки  $C_i(x)$  от величины критерия  $Pe$ . Рис. 2 иллюстрирует характер распределения растворенного электролита в пористой среде и величину задержки как функцию соотношения диффузионных подвижностей катиона и аниона порового раствора ( $\gamma = \zeta_+ / \zeta_- = D_+ / D_-$ ).

Таким образом, последовательное рассмотрение феноменологических особенностей транспорта в непрерывных средах требует более детальной классификации процессов (табл. 1). При этом понятно, что любой процесс переноса в лабораторной системе отсчета, т.е. при выборе в качестве системы отсчета пористого каркаса (столбец слева), может быть получен суммированием соответствующего конвективного процесса переноса и процесса диффузии в системе отсчета характеристической скорости конвекции. В качестве характеристической скорости конвекции может быть выбрана система скорости центра масс, скорости объемного потока (система Фика) или скорость растворителя (система Хитторфа), обычно используемая в работах по ф.э. Заметим, что в не слишком концентрированных плотных водных растворах эти скорости практически совпадают ( $V \approx v \approx v_{H_2O}$ ), а точный переход от одной системы к другой не представляет сложности

[27]. Подобную классификацию ни в коем случае не надо рассматривать как терминологические упражнения. Лишь при таком подходе достигается возможность описания процессов диффузии в фильтрующихся поровых растворах с помощью традиционного аппарата исследования диффузии в системах без конвекции [29] (в этих работах, кстати, также всегда учитываются и исключаются процессы свободной конвекции, вызванной концентрационным градиентом плотности). Следует заметить, что такой подход не нов и традиционен при рассмотрении процессов конвективной диффузии, где, однако, обычно не анализируются действующие силы конвекции, что характерно для т.н.п. [10]. Элементы такого подхода при описании процессов концентрационной диффузии и электромиграции можно встретить во многих работах по мембранным процессам (см., например, [32]). С другой стороны, предпринятое ранее [18, 4] введение в круг рассматриваемых процессов бародиффузии во флюидах восходит к работам по бародиффузии в газовых смесях [27].

Еще А. Деспик и Г. Хиллс [11] подчеркивали, что термином "электроосмос" обычно обозначают общее количество воды вне зависимости от механизма переноса, однако следовало бы отличать воду, перенесенную по электроосмотическому механизму (т.е. в нашей терминологии — по механизму электроосмотической конвекции), от воды, перенесенной вследствие миграции с ионами, даже если нет возможности отличить их экспериментально. В качестве примера они приводили соотношение: электроосмос = электроконвекция + сольватация ионов.

Подчеркивая особенности такого подхода на примере массопереноса воды под действием  $\nabla \varphi$ , можно сказать, что если мы выберем в качестве характеристической скорости потока раствора в системах с градиентами концентрации скорость центра масс или объемную скорость, то в потоке электроосмотической фильтрации мы всегда можем выделить поток диффузии воды, вклад которого в общий перенос воды будет тем больше, чем больше солевая концентрация. Однако при больших мольных долях воды в растворах скорость диффузии воды весьма мала.

Учитывая все сказанное, необходимо рассматривать уравнение (1) как эквивалент обычного уравнения конвективной диффузии вещества в изотропной среде с учетом всех возможных в изотермической системе процессов массопереноса. В этом нетрудно убедиться, рассмотрев дивергенцию вектора  $J_i$  (уравнение 4а) и учитывая условие (2). В работах [3, 4] приводится вывод и анализ уравнения Нернста—Планка для локальной плотности среднего молярного потока в форме, учитывающей в явном виде все перечисленные процессы массопереноса:

$$J_i = -D_i \left\{ \frac{C_i}{RT} \nabla P \left( \bar{V}_i - \frac{M_i}{M_n} \bar{V}_n \right) + \nabla C_i + C_i \nabla \ln f_i + \right. \\ \left. + C_i \frac{z_i F}{RT} \nabla \varphi \right\} - C_i K' (\nabla P + F \sum_{i=1}^n z_i C_i \nabla \varphi). \quad (7)$$

В этом уравнении первый член описывает явление бародиффузии, второй член — концентрационной диффузии, третий член связан с необратимым процессом концентрационной диффузии, вследствие неидеальности сис-

темы, четвертый член представляет собой электромиграцию, т.е. диффузию под действием градиента электрического потенциала. Последние два члена связаны с явлениями баро- и электроосмотической конвекции соответственно.

В этом уравнении  $D_i$  — коэффициент диффузии в приближении независимой диффузии [26], достаточно просто определяемый экспериментально при исследовании диффузии изотопов в поровых растворах. Преимущество использования (7) заключается в том, что  $D_i$  — практически единственный кинетический коэффициент, который надо знать, чтобы предсказать масштаб процессов разделения для данного компонента.

Феноменологический коэффициент  $K'$  имеет смысл гидродинамической проницаемости, причем  $K' = K/w\eta$ , где  $K$  — константа Дарси,  $w$  — пористость,  $\eta$  — вязкость сдвига. Остальные величины имеют простой термодинамический смысл и обычно хорошо известны либо измеримы. В более сложных случаях некоторые силы можно задавать как варьируемые. В

члене  $\frac{M_i}{M_n} \bar{V}_n$  отношение молекулярных весов компонентов выступает в

качестве множителя перед парциальным молярным объемом ( $\bar{V}_n$ ) воды, который обычно достаточно близок к мольному объему воды при этих

параметрах. Определенные трудности представляет нахождение  $\sum_{i=1}^n z_i C_i$ , равной и противоположной по знаку концентрации фиксированных зарядов пористой матрицы. Этот постоянный источник экспериментальных и теоретических забот во многих работах, посвященных электрохимическим явлениям в пористых средах, обычно удобнее рассматривать как варьируемый в некоторых пределах параметр, зависящий от реальных особенностей конкретной границы минерал-раствор. Следует заметить, что неточное знание этой величины, а также  $\nabla \varphi$  как функции  $C$ ,  $T$  и  $P$  — основная причина, которая сдерживает применение развивающегося нами подхода, как подхода строго количественного во всем гидротермальном интервале параметров. Уравнение (7) показывает, что ответственными за концентрационную дифференциацию компонентов порового раствора могут быть в данном случае лишь диффузионные процессы под действием  $\nabla P$  и  $\nabla \varphi$ , т.е. бародиффузия и электромиграция, хотя появление этих сил вызывается именно фильтрацией (точнее конвекцией) вязкого раствора электролита через заряженную пористую среду.

В данном случае реакцией системы на внешнее воздействие будет появление градиента концентрации  $i$ -го компонента и в связи с этим — потока концентрационной диффузии.  $\nabla C_i$  возрастает до тех пор, пока не будет достигнуто стационарное состояние. Нами показано [4], что состояние, достигаемое системой, является стационарным состоянием второго порядка и характеризуется условием минимума производства энтропии. Ранее [5] нами решена также проблема распределения задерживаемого электролита по длине фильтра в зависимости от величины некоторых параметров, входящих в (7). Так, рис. 1 и 2 отражают влияние на эффекты разделения масштабов конвекции и диффузии катиона и аниона, так как условие электронейтральности накладывает определенные ограничения на потоки

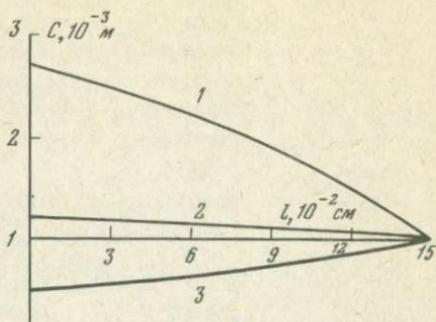
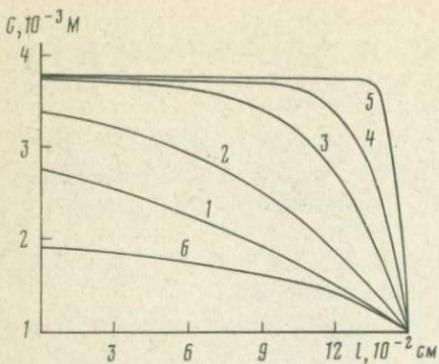


Рис. 1. Стационарное распределение электролита в пористой среде в зависимости от продольного критерия Пекле  $Pe$  для случая значительного перекрывания двойных электрических слоев (ДС) и  $\gamma = 1$

1 – 5 при постоянном значении безразмерного потенциала поверхности  $\bar{\psi} = -2$ ; 1 –  $Pe = 1$ , 2 –  $Pe = 2$ , 3 –  $Pe = 5$ , 4 –  $Pe = 10$ , 5 –  $Pe = 50$ , 6 –  $Pe = 1$ ,  $[X^+] = 7,25 \times 10^{-3}$  М, где  $[X^+]$  – постоянная концентрация фиксированных зарядов поверхности (расчет)

Рис. 2. Стационарное распределение электролита в пористой среде при значительном перекрывании ДС и различных соотношениях подвижностей ионов растворенного электролита  $\gamma = U_i/U_j$ .

1 –  $\gamma = 1$ ; 2 –  $\gamma = 0,2$ ; 3 –  $\gamma = 0,01$ . Все расчеты для  $\bar{\psi} = \psi F/RT = -2$  и  $Pe = 1$

катионов и анионов в двухионной системе. Следует отметить, что с позиций т.н.п. появление вполне определенного по величине  $\nabla \varphi$  является следствием локального термодинамического принуждения [13, с. 159], которое в случае конвективного переноса заряженной жидкости связано с обязательным выполнением условия [13, с. 452]

$$I = \nu F \sum_{i=1}^n z_i C_i + F \sum_{i=1}^n z_i J_i^D = z_i F \left( \sum_{i=1}^n J_i^K + \sum_{i=1}^n J_i^D \right) = 0 \quad (8)$$

или в принятых нами [3] обозначениях

$$I = \sum_{i=1}^n z_i F J_i^D - \omega F X \nu = 0, \quad (8a)$$

где  $i = \sum_{i=1}^n z_i F J_i^D$  – ток проводимости, связанный с потоками диффузии компонентов  $J_i^D$ ,  $\omega F X \nu$  – конвективный ток (например, ток течения), так как концентрация фиксированных зарядов  $\omega X = \sum_{i=1}^n z_i C_i$ , где  $\omega = \pm 1$ .

Предельное стационарное состояние достигается, когда эффекты разделения вследствие бародиффузии и электромиграции компенсируются развивающимися параллельно с концентрационным разделением потоками встречной концентрационной диффузии. В такой трактовке  $\nabla P$  и  $\nabla \varphi$  могут рассматриваться как локальные диффузионные принуждения, так что в

$\nabla \tilde{\mu}_i$  свободное варьирование при приближении к стационарному состоянию допускается лишь по  $\nabla C_a, \dots, \nabla C_i$ .

При анализе возникающего стационарного состояния уместно использование следующей теоремы Пригожина [9, с. 235]: "Если система, характеризующаяся п независимыми силами  $X_1, X_2, \dots, X_n$ , поддерживается в состоянии с постоянными значениями сил  $X_1, X_2, \dots, X_k$  (т.е., они искусственно фиксированы) и минимальным возникновением энтропии, то потоки с номерами  $i = k+1, k+2, \dots, n$  исчезают". В нашем случае как будто не принималось полных ограничений в отношении  $\nabla \tilde{\mu}_i$ . Поэтому в предельном стационарном состоянии локальные полости диффузионных потоков массы компонентов должны быть равны нулю. Достигаться это состояние должно при равенстве и противоположной направленности частных (по силам) диффузионных потоков в локальных сечениях, т.е. в системах, где градиенты электрохимических потенциалов  $\nabla \tilde{\mu}_i = 0$ , как движущие силы диффузии. Последний вывод является одним из центральных в наших работах. Таким образом, при многокомпонентной фильтрации под действием внешних сил вначале имеются тенденции к возникновению градиентов электрохимических потенциалов компонентов (а не только градиентов концентрации, отражающих стремление подобных систем к стационарности, т.е. к минимуму производства энтропии, если, конечно, наложенные на систему ограничения или граничные условия не препятствуют исчезновению потоков массы компонентов через локальные сечения). При достижении этого состояния локальное производство энтропии, связанное с переносом массы,  $\sigma_m = 0$ .

Казалось бы, просматривается полная аналогия с хрестоматийным примером [13] стационарного состояния при термодиффузии и диффузии в системах с внешне заданным  $\nabla T$ . Однако более тонкий анализ показывает, что в наших экспериментах условие  $(J_i^D)' = \dots = (J_i^D)^n = 0$ , как правило, не достигается, а выполняются лишь условия  $\nabla J_i = 0$ , т.е.  $\nabla J_i^D = -\nabla J_i^K$ .

Основная причина в том, что в экспериментах объем фильтранта выступает в качестве буфера для всех  $\tilde{\mu}_i$ . В более общем случае причина — в химическом взаимодействии с каркасом.

В [3] приведены методика и результаты экспериментов по изучению динамики процессов концентрирования фильтрующихся растворов непосредственно в пористой среде, а также приведены экспериментальные доказательства диффузионного характера этого процесса. Кроме того, анализ экспериментальных данных показывал, что узловым моментом, определяющим особенности диффузионного разделения, является конкретный вид и динамика развития локального термодинамического принуждения (8). Потенциометрические измерения с двумя хлорсеребряными электродами в растворах, разделенных фильтром, свидетельствовали не только об изменении потенциала течения во времени, но и о том, что в стационарном состоянии, когда уже практически одинаковы концентрации фильтранта и фильтрата, он составляет лишь небольшую часть от общего фильтрационного потенциала [3].

В данной работе нет необходимости приводить многочисленные [3, 4] экспериментальные результаты по явлениям разделения при фильтрации, как и анализ экспериментальных доказательств [3] диффузионной природы концентрационной поляризации. Более важно для геологических

приложений понимание разобранных выше особенностей достигаемого стационарного состояния — понимание динамики развития процессов переноса и их взаимное влияние, а также анализ масштабов этих явлений в условиях земной коры. Отметим, что в момент начала фильтрации электростатическое поле потенциала течения возникает практически мгновенно (например, время релаксации двойного электрического слоя — порядка нескольких микросекунд), а градиент гидростатического давления формируется со скоростью распространения звука в поровом растворе. Таким образом, уже в первый момент напряженность электрического поля соответствует сумме градиентов потенциала течения и потенциала бародиффузии. Практически с этого же момента получают развитие электроkonвекция (электроосмотическая конвекция) и электромиграция под действием возникшего электрического поля.

В дальнейшем, когда в системе происходит концентрационное разделение в результате неодинаковой скорости электромиграции ионов и получают развитие потоки концентрационной диффузии, компенсирующей это разделение, появляется электрический ток концентрационной диффузии (ток диффузии в узком смысле), а скорость конвективного переноса изменяется (экспоненциально уменьшается скорость фильтрации) как из-за развития встречного процесса осмотической конвекции, так и главным образом из-за увеличения встречного потока электроосмотической конвекции.

Последний изменяется симбатно с изменением  $\nabla \varphi$ , причем основной вклад в изменение  $\nabla \varphi$  дает растущий при концентрационной дифференциации потенциал диффузии (в узком смысле). Таким образом, конкретный вид условия локального принуждения (8) во времени меняется, как меняются относительные вклады в скорость конвекции  $v$  (второй член уравнения 7), бароконвекции, электроосмотической и осмотической конвекции и в зависимости от того, каковы в тот же момент времени соотношения между бародиффузией, электромиграцией и концентрационной диффузией (первый член уравнения).

По всем данным следовало ожидать, что условие (8) должно по разному и с помощью разных механизмов удовлетворяться на первом этапе фильтрации и по достижении стационарного состояния сформировавшимся концентрационным профилем. Опираясь на эти результаты анализа, мы провели серию опытов [4] для выяснения особенностей не только солевой, но и кислотно-щелочной дифференциации в растворах NaCl с помощью изотопов  $\text{Na}^{22}$  и  $\text{Cl}^{36}$ . Очевидно сопряжение солевой дифференциации с кислотно-щелочной с подкислением фронтальных частей потока (рис. 3). Профиль pH рассчитан из условия локальной электронейтральности

$$[\text{X}^-] + [\text{Cl}^-] + [\text{OH}^-] = [\text{Na}^+] + [\text{H}^+].$$

Однако неэквивалентность концентраций ионов растворенного электролита объясняется не только возможным кислотно-щелочными сдвигами [4], но и, очевидно, изменением плотности фиксированных на пористой матрице зарядов  $[\text{X}^-]$  в зависимости от локальной концентрации электролита. Поэтому рассчитанные значения  $[\text{H}^+]$  вряд ли отвечают истинным величинам кислотно-щелочных сдвигов. Тем не менее именно с помощью этого механизма должно наиболее эффективно удовлетворяться условие

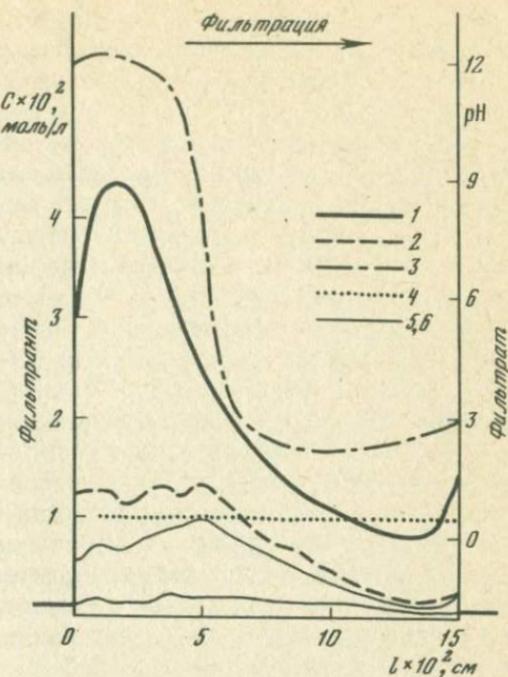
Рис. 3. Экспериментальные концентрационные профили ионов в пористой среде. Фильтр — 20 плотно сжатых ацетатцеллюлозных мембран, исходный раствор —  $10^{-3}$  М NaCl, pH = 6,8

1 — стационарный профиль для Na (по  $\text{Na}^{2+}$ , ~300 ч); 2 — стационарный профиль для Cl (по  $\text{Cl}^{3-}$ ); 3 — профиль pH (расчет из условия электронейтральности и постоянства  $[x^-]$ ); 4 — профиль концентрации фиксированных зарядов  $[x^-]$ ; 5, 6 — нестационарные профили для Na через 5 и 30 ч

(8) в период, когда мала концентрация электролита в порах и еще не сформировался стационарный концентрационный профиль по NaCl.

Развитые представления свидетельствуют не только о диффузионной природе фильтрационного эффекта и проясняют причины его возникновения. Такой подход позволяет наиболее целесообразно исследовать различные модели фильтрации. При этом экспериментально осуществляемый случай с заданными величинами  $\tilde{\mu}_a, \dots, \tilde{\mu}_l$  в фильтранте моделирует случай фильтрации природных растворов, когда концентрирование в тыловых зонах потоков ограничивается реакциями осаждения либо замещения, т.е. когда уровни электрохимических потенциалов ряда компонентов в новообразующихся фазах будут выступать в качестве граничных условий и препятствовать дальнейшей концентрационной дифференциации. Тогда, зная скорость соответствующих реакций, можно было бы в балансовое уравнение (7) ввести интенсивность стока или источника компонента. В отсутствии значительных пересыщений скорости роста отдельных фаз будут пропорциональны потокам диффузионного отставания соответствующих компонентов раствора.

Но главное — другое. Сопряженные процессы кислотного выщелачивания во фронтальных частях потоков и реакции отложения и замещения в тыловых — будут теми процессами, которые во многих случаях (например, для компонентов, содержащихся в твердых фазах) могут быть не связаны с концентрационной дифференциацией. Скорее наоборот, так как для ряда компонентов диффузионное разделение нивелирует  $\nabla \tilde{\mu}_l$ , максимальные в достационарный этап. В этом смысле вклады в  $\nabla \tilde{\mu}_l$  барического и электрического членов важнее для развития процессов гидротермального изменения. Если учесть, что силы концентрационной диффузии — силы короткодействия, а поля  $\nabla P$  и  $\nabla \varphi$  возникают при фильтрации практически сразу же, то возникающие  $\nabla \tilde{\mu}_l$  могут в первую очередь компенсироваться именно в процессах химического взаимодействия поровых растворов с твердыми фазами.



Кратко проанализируем возможные зависимости фильтрационного эффекта от концентрации растворов, температуры и давления и других параметров, учитывая факторы, уменьшающие и увеличивающие разделение.

Прогнозируя эффекты разделения в область малоплотных надкритических и газовых флюидов и учитывая результаты, полученные в нашей лаборатории по разделению при фильтрации надкритических смесей  $H_2O-CO_2$  [2], можно ожидать значительных эффектов разделения по бародиффузионному механизму. В этом смысле результаты [5] однозначно свидетельствуют о разделении в отсутствие электромиграции, причем ряды дифференциации и величина эффектов разделения определяются мольными объемами компонентов (в более общем случае неидеальных растворов — парциальными мольными объемами).

Учитывая важную роль размера пор, можно заметить, что в более грубо-пористых средах явления диффузионной дифференциации должны ослабевать и доминирующую роль (по крайней мере для компонентов, содержащихся в твердых фазах) будут приобретать внутренние источники и стоки компонентов, т.е. химические реакции с пористым каркасом. Вообще же масштабы процесса диффузионного разделения хорошо описываются с помощью продольного критерия Пекле ((12) и рис. 1), причем расстояние фильтрации может выступать в качестве накопительного фактора для процессов дифференциации.

Вопрос о влиянии скорости фильтрации достаточно очевиден. На рис. 1 показаны рассчитанные концентрационные профили электролита в поровом растворе при различных величинах критерия Пекле. Характерной является форма концентрационных профилей, практически линейная при малых значениях  $\tilde{Pe}$  и сильно выпуклая при  $\tilde{Pe} \gg 1$ . В последнем случае поровый раствор практически по всей длине фильтра имеет концентрацию  $C_i = const$ . и из стационарного условия  $C_i\varphi_i = const$  следует, что  $\varphi_i = const$ . Этот случай стационарных состояний был рассмотрен еще Д.С. Коржинским [21].

Отметим, что ф.э. в наших экспериментах проявляется только в том случае, если размер пор в какой-то мере сопоставим с толщиной двойного слоя. Тем не менее это не означает отсутствия фильтрационного эффекта в более грубо-пористых средах. Например, по данным работы [17], ф.э. ( $\varphi_i = 0,8-0,9$ ) экспериментально обнаруживался при радиусе пор до 2–2 мкм. Ниже на нескольких достаточно реальных моделях фильтрации в гидротермальных условиях мы покажем, что не существует неразрешимой дилеммы между проявлением ф.э. в экспериментах в лишь достаточно тонкопористых средах и тем, что основной массоперенос при фильтрации в реальной геологической обстановке должен наблюдаться в более проницаемых грубо-пористых средах.

Газлифт. В экспериментах [17] фильтрация осуществлялась под действием инертного газа ( $N_2, Ar$ ). Растворение газа (при  $P = 3 \div 50$  бар) и последующая гетерогенизация раствора при движении в область низкого давления ( $P = 1$  бар) существенно уменьшили живое сечение потока раствора. При этом водный раствор отжимался увеличивающимися газовыми пузырями к стенкам пор в силу гидрофильтрации минеральных поверхностей. В таких экспериментах воспроизводится обычная в нефтедобыче мо-

дель фильтрации по механизму эрлифта (в нашем случае газлифта), когда совместное конвективное перемещение жидкости и газа в область низкого давления идет за счет расширения первоначально растворенного газа.

Имеющиеся в литературе [6, 36] данные по  $P-T-X$  параметрам куполов двухфазного расслаивания в системах вода–газ и вода–газ–соль (например  $H_2O-CO_2-NaCl$ ) свидетельствуют о реальности такого процесса во всем интервале параметров гидротермального минералообразования. Значительная сжимаемость газовой фазы будет приводить к прогрессивному увеличению объема последней при фильтрации. Поэтому именно в зонах интенсивной фильтрации, как в зонах депрессии давления, достаточно распространенной будет ситуация, когда в порах растворы электролитов будут представлены пленками толщиной, сопоставимой с толщиной ДЭС.

Приведем элементарный расчет, иллюстрирующий реальность этой модели. В достаточно крупных порах размером в 1 мкм ( $a = 5 \cdot 10^{-5}$  см) по всем данным явления разделения в гомогенном растворе практически отсутствуют. Если начальное соотношение объемов фаз  $V_g/V_{ж} = 0,2$ , то  $g = 2,0 \cdot 10^{-5}$  см и толщина жидкой пленки  $a-g = 2,92 \cdot 10^{-5}$  см. При изотермическом падении давления в движущемся потоке от 2 до 0,4 кбар радиус газового пузыря ( $r$ ) увеличивается в силу двух причин: из-за расширения и за счет газа, первоначально растворенного в жидкой фазе. Так, при 538 К в системе  $H_2O-CO_2$   $N^*_{CO_2} = 0,272$  при 2 кбар и  $\sim 0,072$  при 0,4 кбар. Тогда с учетом изменения плотности и состава фаз при 538 К и 0,4 кбар  $V_g''/V_{ж}'' = 1,56$ , что соответствует толщине жидкой пленки в  $1,1 \cdot 10^{-5}$  см. Для пор такого размера явления разделения реально наблюдаемы уже и при фильтрации гомогенного раствора даже при более низких параметрах, т.е. при меньшей диффузности ДЭС.

Таким образом, гетерогенизация растворов и движение в зоны депрессии давления при резком увеличении объема газовой фазы (газлифт) уменьшают живое сечение потока жидкости и благоприятствуют процессам концентрационного разделения. При этом мы не учитывали весьма реальный процесс расщепления флюидных фаз из-за их различной гидродинамической подвижности, который должен усугублять эффекты разделения во фронтальных частях колонны растворов.

**Фильтрпрессинг.** Особый интерес представляет рассмотрение достаточно сложного, но охарактеризованного экспериментально [22] случая фильтрпресинга растворов, т.е. мобилизации растворов из зон сжатия. Как справедливо указывал П.А. Крюков [22], существование проблемы эволюции состава отжимаемого раствора связано с доннановским распределением ионов между остаточным поровым раствором и отжатой его частью. Главные закономерности процесса фильтрпресинга таковы: при малых степенях сжатия отпрессовываются растворы более высокой концентрации (до 20% и более), чем растворы, с которыми дисперсия или мембрана приводилась в равновесие; при достаточно больших степенях сжатия концентрация фильтрата резко уменьшается даже в случае концентрированных растворов; в случае более разбавленных растворов снижение концентрации фильтрата наблюдается при меньших степенях сжатия.

Наблюдающиеся особенности полностью отвечают рассмотренным нами закономерностям разделения при фильтрации. При малом сжатии, когда

толщина ДЭС гораздо меньше характерного размера пор (эксперименты проводились с достаточно концентрированными растворами 0,01-1М), концентрации ко- и противоионов практически одинаковы. В этих условиях при отрицательном заряде поверхности, число переноса коионов (обычно хлор-ион) выше, чем у противоионов (натрий и другие катионы), вследствие различий в подвижностях. Тогда для электролита  $\varphi_1 > 1$ , т.е. концентрация отжимаемого раствора в этих условиях выше, чем порового. При дальнейшем сжатии образца наблюдается перекрывание ДЭС как вследствие разбавления порового раствора, так и вследствие уменьшения размера пор. При этом начнет проявляться неэквивалентность концентрации ионов вследствие доннановского исключения, что приведет к сильному уменьшению числа переноса коионов. Дальнейшее развитие процесса разделения будет идентично обычно наблюдающемуся на электрохимически активных мембранах с задержкой электролита. В более разбавленных растворах инверсия эффектов разделения наблюдается при меньших сжатиях, что согласуется с представлениями о перекрывании ДЭС. Наиболее примечательно, что в модели фильтрпрессинга дифференциация существенна и в концентрированных растворах.

**Фильтрация в зонах трещиноватости.** Между несколькими кулисообразно расположенными, протяженными, но непересекающимися (рис. 4) трещинами (одна над другой) существует перепад давления, определяющий общее направление фильтрации снизу вверх. Фильтрация между трещинами осуществляется в однородной по химическому составу достаточно тонко-пористой среде.

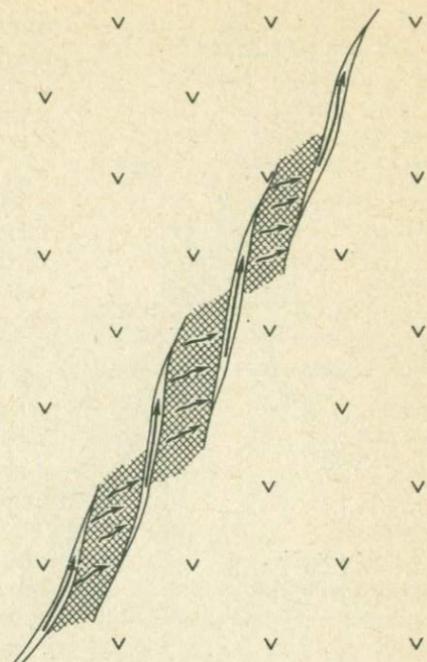
Можно видеть, что этот случай представляет усложненный вариант модели исследованной нами экспериментально и на ЭВМ.

Очевидно, в зависимости от величины критерия  $\tilde{Pe}$  в пределах тонко-пористых участков может наблюдаться развитие концентрационных профилей, аналогичных исследованным нами. При этом гетерофазные реакции замещения и осаждения будут для ряда компонентов выступать в качестве своеобразных граничных условий, определяющих предельные уровни их концентрации в поровом растворе. Любопытно, что из-за разницы в кристаллизационных давлениях [21] осаждение ряда фаз будет в первую очередь происходить в пределах трещинных полостей в последовательности, определяемой как величинами фильтрационного эффекта для отдельных компонентов, так и концентрациями насыщения.

Важно отметить, что последовательность процессов замещения в пределах отдельных сечений тонкопористой среды скорее всего будет отвечать обычной схеме кислотно-основной гидротермальной дифференциации, так как и по электрохимическому, и по бародиффузионному механизмам будет наблюдаться отставание солевой нагрузки и ее концентрирование в более тыловых частях колонны растворов. Именно поэтому после тектонических подвижек, формирующих серию кулисообразных трещин и вступления растворов в эту зону депрессии давления, вначале будет наблюдаться нестационарная фильтрация, когда процессы диффузионного отставания и выщелачивания вмещающих пород будут формировать зональность кислотного выщелачивания. Развитие последующих процессов отложения будет связано с вступлением в эту зону более тыловых частей колонны фильтрующихся растворов.

Рис. 4. Области развития фильтрационного эффекта и замещения в зоне повышенной проницаемости

**Вытеснение поровых растворов другой жидкостью.** Рассмотрим случай вытеснения поровых растворов несмешивающейся с ними жидкостью (например, нефтью) или газом. Это ситуация также достаточно часто реализуется в экспериментах [16, 22] при исследовании состава поровых растворов и может иметь реальное значение при формировании состава подземных вод в районах нефтяных месторождений. Если, как обычно, вмещающая среда гидрофильтра, то при замещении поровых растворов нефтью или газом на поверхности минерального каркаса должна сохраняться пленка водного раствора. При этом толщина пленки будет, очевидно, близка к толщине той части ДЭС в растворе, которая при фильтрации не участвует в общем конвективном движении.



В этой модели при фильтрации могут возникать значительные электрические поля, однако механизм их возникновения достаточно специфичен. Рассмотрим ту часть порового пространства, где происходит вытеснение водного раствора (рис. 5). Очевидно, что необходимость выполнения условия электронейтральности приведет к заметной перестройке ДЭС в водной пленке, так как в этом случае весь заряд твердой поверхности должен компенсироваться зарядом пленки. Это возможно лишь при увеличении в пределах пленки концентрации противоионов. Увеличение их концентрации будет происходить в результате электромиграции в соответствии со схемой на рис. 9. Если при отрицательном заряде минерального каркаса число переноса катионов выше 0,5, будет наблюдаться концентрирование растворенных электролитов в тыловых частях водных растворов и в водных пленках. При обратном соотношении чисел переноса катионов и анионов, что для крупных пор достаточно естественно, будет происходить накопление солей не в водных пленках, а в отжимаемых поровых растворах. Не исключено, что именно таким образом могут формироваться рассолы, часто сопровождающие нефтяные и газовые месторождения.

**Сэндвич.** Представим себе случай фильтрации раствора электролита через пористую среду, состоящую из чередующихся пористых слоев с различными свойствами, например характеризующихся различными величинами потенциала поверхности  $\psi_1$ . Различие в электроповерхностных свойствах и пористости отдельных слоев может заметно повлиять на соотношение подвижностей катиона и аниона и продольный критерий Пекле.

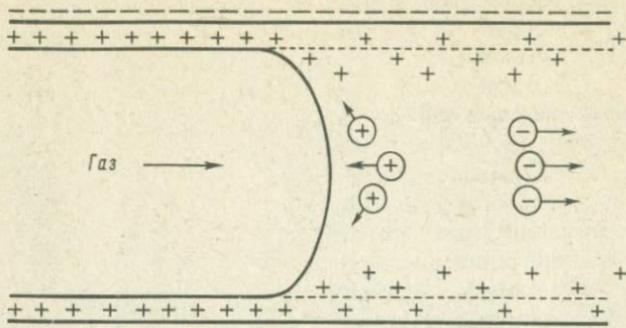


Рис. 5. Схема возникновения потенциалов течения при вытеснении поровых растворов

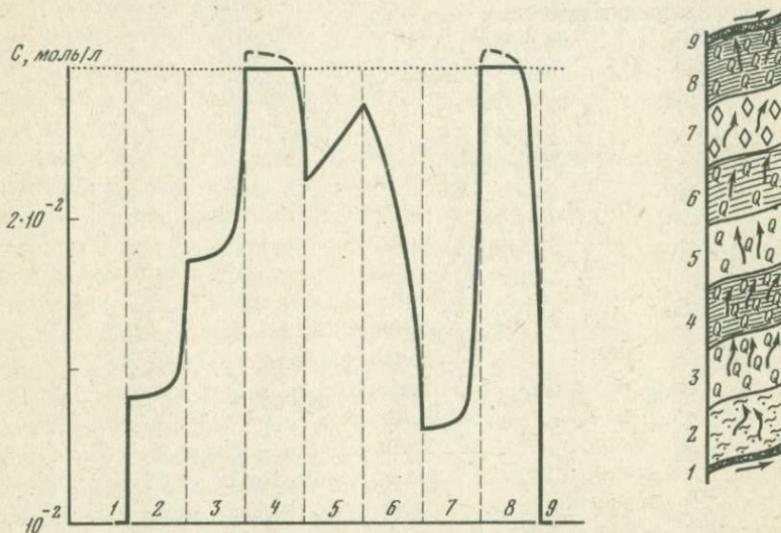


Рис. 6. Стационарное распределение электролита при фильтрации через слоистую толщу

1—9 — зоны трещинной фильтрации ( $\bar{\psi} = 0$ ;  $\gamma = 0,5$ ;  $Pe = 0,2$ ); 2 — бемит + диаспор + корунд ( $\bar{\psi} = -1$ ;  $\gamma = 0,8$ ;  $Pe = 10$ ); 3 — кварц ( $\psi = -3$ ;  $\gamma = 0,1$ ;  $Pe = 10$ ); 5 — грубо-пористый кварц ( $\bar{\psi} = 0$ ;  $\gamma = 0,5$ ;  $Pe = 0,2$ ); 6 — среднезернистый кварц + каолинит ( $\bar{\psi} = -2$ ;  $\gamma = 0,5$ ;  $Pe = 2$ ); 7 — корунд ( $\psi = 1$ ;  $\gamma = 1,5$ ;  $Pe = 10$ ); 4, 8 — каолинит + кварц ( $\psi = -2$ ;  $\gamma = 0,5$ ;  $Pe = 10$ ). В зонах 4 и 8 достигается концентрация, отвечающая равновесию каолинит + кварц + парагонит

В стационарном состоянии при  $Pe \gg 1$  концентрации компонентов будут практически постоянны в пределах каждого пористого слоя, изменяясь лишь в узких зонах (на границах между слоями до нового уровня, отвечающего другому значению  $Pe$ ). Однако при меньших значениях  $Pe$  даже в случае преобладания конвекции над диффузией (например, при  $Pe = 0,2$ — $10$ , а также  $C = \sqrt{C_+ C_-} = f(x)$  и  $C_+ = f(x)$ ) будет наблюдаться некоторая размытость, нерезкость границ концентрационных фронтов.

Наиболее примечательно, что в рассматриваемых моделях скачки концентрации связаны не с гетерофазными химическими реакциями, а с осо-

бенностями транспортных процессов в пористой среде. Здесь мы скорее сталкиваемся с обратной ситуацией, когда электроповерхностные свойства отдельных слоев могут быть фактором литологического контроля. Так, можно предположить, что раствор электролита 1:1 (например,  $\text{NaCl}$ ) в рассматриваемом случае фильтруется через пеструю по фазовому составу слоистую толщу продуктов глубокого кислотного выщелачивания (например, через слои алюмосиликатов, силикатов и окислов алюминия, в том числе через слой, обогащенный  $\text{Al}_2\text{O}_3$  с  $\psi_1 > 0$ ). Условно приняв в качестве предельного уровня (рис. 6) некоторую концентрацию катиона ( $\text{Na}^+$ ), достаточную для развития альбитизации, мы убеждаемся, что реальная ситуация, когда процесс замещения реализуется лишь в слоях с определенными электроповерхностными свойствами. Подобным же образом можно рассмотреть, как определенное сочетание характеристик пористой среды обеспечит достижение произведения растворимости и литологический контроль осаждения рудной фазы в пределах слоя.

### Обсуждение

Анализ литературы показывает, что как в концепции ф.э., так и в концепции о.о. (или гиперфильтрации) мы оперируем с одним и тем же уравнением материального баланса и что каждая из концепций рассматривает лишь одну из сторон процесса разделения при фильтрации. Главным содержанием процесса разделения на о.о. мембрanaх является гетерофазная режекция при конвективном переносе раствора электролита через границы сред с контрастными концентрационными распределениями, в частности подчиняющимися распределению Доннана. При этом явления, связанные с различием в подвижностях отдельных компонентов, носят подчиненный характер. Напротив, в случаях, обычных для гидротермальных объектов в земной коре, мы будем чаще сталкиваться с протяженными средами с выдержанной электрохимической активностью, небольшими доннановскими скачками концентраций и сопоставимыми масштабами проявления конвекции и диффузии (о последнем неоспоримо свидетельствует распространность инфильтрационно-диффузионной зональности в метасоматитах). В этих условиях различия в подвижностях компонентов могут выходить на первый план.

Необходимо напомнить, что концепция ф.э. в геологии выдвинута прежде всего для объяснения характера кислотно-основной эволюции гидротермальных растворов — процесса, закономерности которого реставрируются при анализе гидротермального минералообразования и оруденения. Как известно, растворы ранней постмагматической стадии обнаруживают возрастающую агрессивность, что выражается в выщелачивании пород. Затем следует понижение агрессивности растворов с осаждением из них оснований. Для объяснения этой общей закономерности выдвигались различные гипотезы [24, 25], которые, однако, оказывались не в состоянии охватить весь комплекс наблюдаемых явлений. С этой точки зрения концепция ф.э. является наиболее непротиворечивой в силу своего внутреннего единства. Прежде чем рассмотреть эти явления, их причины и последовательность на модели с гетерофазным химическим взаимодействием, еще раз рассмотрим характер стационарного состояния, достигаемого в системах без взаимодействия. Первое, что обращает внимание: исследуемые нами

системы не являются типично диссипативными, как в случае, например, процессов теплопроводности и диффузии. Во всех экспериментально исследованных нами системах по истечении некоторого времени от начала фильтрации в системе (в поровом растворе) устанавливается стационарное состояние. В первую очередь оно характеризуется постоянством во времени количества любого компонента в пределах локальных сечений и, следовательно, постоянством концентраций в них. Однако это условие достигается не при равенстве концентраций в отдельных сечениях, а при равенстве и противоположном знаке дивергенций диффузионного и конвективного потоков, так что

$$-\partial C_i/\partial t = \nabla J_i = \nabla J^K + \nabla J_i^D = 0.$$

При анализе экспериментальных данных (рис. 3) и расчетных стационарных концентрационных профилей (рис. 1–2) мы убеждаемся, что этому состоянию отвечают ненулевые значения градиентов давления, электрического потенциала и концентрации, как сил, вызывающих диффузию отдельных компонентов. Очевидно также, что при

$$\nabla J_i^D \neq 0 \quad J_i^D = L_i \nabla \tilde{\mu}_i \neq 0.$$

Таким образом, и в стационарном состоянии сохраняются ненулевые значения градиентов электрохимических потенциалов ионов, а контрастность в значениях химических потенциалов растворенного электролита (на примере NaCl) в поровом и "свободном" растворах в стационарном состоянии может быть весьма существенной, достигая нескольких порядков по концентрации (см. рис. 3). Все это позволяет рассматривать ф.з. не только как важный механизм концентрационной поляризации, но в первую очередь как фактор химической дифференциации, инициирующий гетерофазные химические взаимодействия.

В этом случае при  $\varphi_i < 1$  для растворенного электролита будет наблюдаться истощение, дистилляция во фронтальных частях потока и концентрирование раствора в более тыловых частях. Распространение механизма отставания солевой нагрузки на растворимые компоненты пористой среды означает, что фронтальные части колонны растворов для таких компонентов будут всегда потенциально недосыщены, и вмещающая среда в этих условиях будет источником, поставщиком компонентов в раствор. С учетом инконгруэнтного растворения большинства силикатов и алюмосиликатов в воде с преимущественным выносом щелочных и щелочноземельных элементов процессы растворения будут иметь типичный облик процессов кислотного выщелачивания. В то же время концентрирование раствора в тыловых частях потока будет приводить к сопряженным реакциям замещения и отложение сильных оснований при взаимодействии с алюмосиликатным каркасом первоначальных выщелоченных пород. Любопытно, что в этом случае гетерофазные взаимодействия являются конкурирующим (с диффузионным разделением) механизмом, поставляющим в раствор (или поглощающим из раствора) соответствующие компоненты. Наблюдаемое в экспериментах отставание солевой нагрузки для растворимых компонентов пористой среды будет также приводить к последовательности процессов, обычно описываемой с позиций кислотно-основного ф.з.

Касаясь экспериментально неисследованных проблем ф.э., можно отметить, что электромиграция ионов и существенно трансляционный механизм электромиграции  $H^+$  и  $OH^-$ , возможно, не единственные механизмы удовлетворения условия (8). При заметной концентрации в растворах элементов переменной валентности возможно развитие в фильтрующихся колоннах сопряженных процессов окисления—восстановления, часто учитываемых в современной электрохимии при транспортных явлениях в форме потока электронов. Как ранее подчеркивалось [19], при обычно отрицательном заряде поверхности минеральных фаз возникновение положительных потенциалов течения во фронтальных частях потоков может сопровождаться потоком электронов, т.е. сопряженными процессами окисления в тыловых частях гидротермоколонн и восстановления во фронтальных. Любопытно, что здесь именно электрические поля при фильтрации могут диктовать локальный режим  $f_{O_2}$ . Частые случаи нахождения баритовых залежей под колчеданными рудами, возможно, пример реализации такой необычной вертикальной зональности по  $f_{O_2}$ .

Такие факторы, как эволюция кислотной агрессивности растворов при уплотнении, расслаивание в системах вода—соль—газ, эволюция состава растворов, отщепляющихся от расплава, очевидно, могут быть доминирующими на определенных этапах развития геологических систем. Однако анализ закономерностей ф.э., его зависимостей от основных параметров (концентрации, размера пор, подвижностей компонентов, соотношения конвекции и диффузии, электроповерхностных свойств) и рассмотренные модели убедительно свидетельствуют в пользу его значимой геохимической роли в достаточно широком и реальном для земной коры интервале физико-химических условий.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Алексин Ю.В. Гидродинамика процессов фильтрации и фильтрационный эффект. — В кн.: Фазовые равновесия и процессы минералообразования. М.: Наука, 1973.
2. Алексин Ю.В., Шмонов В.М., Шмулович К.И. О возможном механизме дифференциации гидротермальных растворов. — В кн.: Респ. совещ. "Углерод и его соединения в природе". Тез. докл. Львов, 1975.
3. Алексин Ю.В., Вакуленко А.Г., Лакштанов Л.З. Экспериментальное и теоретическое исследование транспортных явлений при изотермической фильтрации в пористых средах. — В кн.: Очерки физико-химической петрологии. М.: Наука, 1980, вып. IX.
4. Алексин Ю.В., Вакуленко А.Г., Лакштанов Л.З. Основные закономерности фильтрационного эффекта. — Докл. АН СССР, 1980, т. 253, № 3.
5. Алексин Ю.В., Вакуленко А.Г., Лакштанов Л.З. Фильтрационный эффект и его связи с конвективным и диффузионным массопереносом в пористых средах. — В кн.: Динамические модели физической геохимии. Новосибирск: Наука, 1981.
6. Алексин Ю.В., Жариков В.А., Закиров И.В. Система  $H_2O-CO_2$  и атмосфера планет. — В кн.: Итоги науки и техники. М.: ВИНИТИ, 1973, т. 7, Сер. геохимия, минералогия, петрография.
7. Гельфрих Ф. Иониты. М.: Изд-во иностр. лит., 1962.
8. Гленсдорф П., Пригожин И. Термодинамическая теория структуры, устойчивости и флуктуаций. М.: Мир, 1973.
9. Де Гроот С.Р. Термодинамика необратимых процессов. М.: Гостехиздат, 1956.
10. Де Гроот С., Мазур П. Неравновесная термодинамика. М.: Мир, 1964.
11. Деминерализация методом электролиза/Под ред. Дж.Р. Вилсона. М.: Госатомиздат, 1963.
12. Дерягин Б.В. О влиянии диффузии на потенциал течения. — Коллоид. журн., 1960, т. 22, № 2.

13. Дъярмати И. Неравновесная термодинамика. Теория поля и вариационные принципы. М.: Мир, 1974.
14. Жариков В.А., Дюжикова Т.Н., Максакова Э.М. Экспериментальное и теоретическое исследование фильтрационного эффекта. I. Различная скорость фильтрации анионов и катионов. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 1.
15. Жариков В.А. Экспериментальное и теоретическое исследование фильтрационного эффекта. III. Электрокинетический механизм и его возможная геохимическая роль. – В кн.: Метасоматизм и другие вопросы физико-химической петрологии. М.: Наука, 1968.
16. Жариков В.А., Алехин Ю.В. Экспериментальное исследование фильтрационного эффекта. Сообщ. IV. – В кн.: Экспериментальное исследование минералообразования. М.: Наука, 1971.
17. Жариков В.А., Алехин Ю.В. Опыты по фильтрации растворов через срезы горных пород. – Докл. АН СССР, 1971, т. 198, № 2.
18. Жариков В.А., Алехин Ю.В., Рысикова В.Т. Некоторые физико-химические закономерности фильтрации растворов через горные породы. – В кн.: Роль физико-механических свойств горных пород в локализации эндогенного оруденения. М.: Наука, 1973.
19. Жариков В.А., Алехин Ю.В. Фильтрационный эффект как причина эволюции гидротермальных растворов. – В кн.: I Междунар. геохим. конгр. Москва, 20–25 июля 1971 г. "Гидротермальные процессы". – Докл. АН СССР, 1973.
20. Коржинский Д.С. Фильтрационный эффект и его значение в геологии. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1947, № 2.
21. Коржинский Д.С. Теория метасоматической зональности. М.: Наука, 1969.
22. Крюков П.А. Горные, почвенные и иловые растворы. Новосибирск: Наука, 1971.
23. Лонсдейл Х.К. Теория и практика обратного осмоса – В кн.: Технологические процессы с применением мембран/Под ред. Ю.А. Мазитова. М.: Мир, 1976.
24. Наумов Г.Б., Наумов В.Б. Влияние температуры и давления на кислотность эндогенных растворов и стадийность рудообразования. – Геология руд. месторождений. 1977, № 1.
25. Рябчиков И.Д. Термодинамика флюидной фазы гранитоидных магм. М.: Наука, 1975.
26. Франк-Каменецкий Д.А. Диффузия и теплопередача в химической кинетике, 1967.
27. Хаазе Р. Термодинамика необратимых процессов. М.: Мир, 1967.
28. Cranc J. The mathematics of diffusion. Oxford, 1956.
29. Hartley G.S., Crank J. Some fundamental definitions and concepts in diffusion processes. – Transact. Faraday Soc., vol. 45, N 321, p. 9.
30. Jacazio G., Probstein R.F., Sonin A.A., Yung D. Electrokinetic Salt rejection in hyperfiltration through porous materials: Theory and experiment. – J. Phys. Chem., 1972, vol. 76, N 26.
31. Mackey R. The control of impounding structures of the ore deposition. – Econ. Geol., 1946, vol. 41, N 1.
32. Mehta G.D., Morse T.F., Mason E.A., Daneshpajoooh M.H. Generalized Nernst–Planck and Stefan–Maxwell equation for membrane transport. – J. Chem. Phys., 1976, vol. 64, N 10.
33. Mehta G.D., Morse T.F. Flow through charged membranes. – Chem. Phys., 1975, vol. 63, N 5.
34. Schlogl R. Stofftransport durch Membranen. Darmstadt: Steinkopf, 1964.
35. Schmid G., Schwarz H. Zur Elektrochemie feinporiger Kapillarsysteme. V Stromungspotentiale; Donnan–Behinderung des Elektrolytdurchgangs bei Stromungen. – Ztschr. Elektrochem., 1952, Bd. 56, N 1.
36. Takenouchi S., Kennedy G. The solubility of carbon dioxide in NaCl solutions at high temperatures and pressures. – Amer. J. Sci., 1965, vol. 263, N 5.

## СОДЕРЖАНИЕ

Введение . . . . .	3
<i>Русинов В.Л., Омельяненко Б.И., Зотов А.В., Чекваидзе В.Б.</i> Некоторые аспекты проблемы вертикальной метасоматической зональности . . . . .	5
<i>Андреева О.В., Зотов А.В.</i> Метасоматическая зональность в измененных породах областей современной гидротермальной деятельности . . . . .	14
<i>Волосных Г.Т.</i> Вертикальная зональность аргиллизированных пород . . . . .	36
<i>Шербань И.П., Дроздовская А.А., Широких И.Н.</i> Некоторые черты вертикальной зональности березитов (на примере Дарасунского месторождения) . . . . .	47
<i>Русинов В.Л., Тихомиров В.С.</i> Новые данные о вертикальной зональности в пропилитах . . . . .	60
<i>Гугушвили В.И.</i> Анализ зональности пропилитов в толеитовых, щелочно-базальтовых и андезитовых вулканических сериях . . . . .	74
<i>Чекваидзе В.Б.</i> Вертикальная метасоматическая зональность колчеданно-полиметаллических месторождений . . . . .	89
<i>Погинов В.П., Нафиков У.С., Пирожок П.И.</i> К вопросу о зональности метасоматитов и источнике рудообразующего железа на Учалинском колчеданном месторождении (Южный Урал) . . . . .	104
<i>Рундквист Д.В.</i> Зональность грейзенов . . . . .	126
<i>Расс И.Т.</i> Зональность существующих минералов последовательных зон инфильтрационных метасоматических колонок – индикатор изменения состава раствора . . . . .	148
<i>Алехин Ю.В., Лакштанов Л.З., Вакуленко А.Г.</i> Новое в представлениях о фильтрационном эффекте . . . . .	159

УДК 553.24

Русинов В.Л., Омельяненко Б.И., Зотов А.В., Чеквадзе В.Б. Некоторые аспекты проблемы вертикальной метасоматической зональности. — В кн.: Проблемы вертикальной метасоматической зональности. М.: Наука, 1982.

Зональность представляет собой наиболее характерную черту метасоматических процессов. При восходящем движении растворов вследствие падения температуры, давления, проявления фильтрационного эффекта некоторых других причин возникает вертикальная метасоматическая зональность, характер которой определяется тем или иным из указанных факторов в зависимости от условий. Формирование зональности несколько растянуто во времени, причем сначала происходит кислотное выщелачивание, а затем — отложение оснований и формирование руд.

Табл. 1. Ил. 1. Библиогр. 11 назв.

УДК 553.24.065

Андреева О.В., Зотов А.В. Метасоматическая зональность в измененных породах областей современной гидротермальной деятельности. — В кн.: Проблемы вертикальной метасоматической зональности. М.: Наука, 1982.

На основе анализа существующих литературных данных по современным гидротермальным системам и данных авторов показаны главные особенности зональности в аргиллизированных породах в областях современной гидротермальной деятельности. Показано влияние содержания углекислоты в растворах на различия минеральных парагенезисов в породах, содержащих геотермальные системы, и в окорудных метасоматитах в эндогенных месторождениях, а также выявлена роль калия в водах в фазовых отношениях монтмориллонитсодержащих парагенезисов.

Табл. 2. Ил. 7. Библиогр. 63 назв.

УДК 553.24.065

Волостных Г.Т. Вертикальная зональность аргиллизированных пород. — В кн.: Проблемы вертикальной метасоматической зональности. М.: Наука, 1982.

В полиформационных метасоматических комплексах аргиллизация проявляется как поздний процесс с преобладающим развитием над предшествующими метасоматитами, но не является обязательным низкотемпературным звеном в эволюции метасоматических процессов. Внутриформационная вертикальная зональность аргиллизированных пород обусловлена изменением соотношений продуктов кислотного выщелачивания и рудосопровождающего метасоматизма, различиями Eh среди минералообразования приповерхностных и глубинных частей, градиентом концентрации элементов в период рудообразования, перемещением избыточного вещества. Ее минеральные варианты многочисленны. В унифицированном виде вертикальная зональность может быть выражена изменением объема рудосопровождающих минералов или соотношением фаз периода кислотного выщелачивания и рудосопровождающего преобразования с учетом состава исходных пород, изменений мощности ореола и концентрации метасоматической фазы в породе.

Ил. 10. Библиогр. 26 назв.

УДК 548:553.21

Щербанская И.П., Дроздовская А.А., Широких И.Н. Некоторые черты вертикальной зональности березитов (на примере Дарасунского месторождения). — В кн.: Проблемы вертикальной метасоматической зональности. М.: Наука, 1982.

В статье изложены новые материалы, полученные при минералого-петрографическом изучении вертикальной зональности березитов Дарасунского

месторождения. Приведены результаты термодинамических расчетов реакций, описывающих некоторые особенности формирования этих пород. Предпринята попытка проанализировать влияние главнейших физико-химических параметров: температуры, pH, Eh, активности серы и углекислоты на формирование вертикальной зональности березитов.

Табл. 2. Ил. 3. Библиогр. 8 назв.

УДК 553.241.1+553.261

Русинов В.Л., Тихомиров В.С. Новые данные о вертикальной зональности в пропилитах. — В кн.: Проблемы вертикальной метасоматической зональности. М.: Наука, 1982.

В геологической литературе известны два варианта вертикальной зональности пропилитов: от среднетемпературных к низкотемпературным и от пропилитов к аргиллизированным породам или вторичным кварцитам в направлении снизу вверх. В результате исследований на некоторых рудных месторождениях выявлены примеры пропилитов, в которых глубинная зона представлена биотитовой фацией. Биотитизация в этих примерах сопровождается привносом с породами магния, калия и отчасти железа и вызывается, по-видимому, горячими растворами повышенной щелочности. Охарактеризованы геологические, петрографические и geoхимические особенности биотитизированных пород на примере Мяо-Чанского оловорудного района и других месторождений.

Табл. 3. Ил. 6. Библиогр. 26 назв.

УДК 553.262:551.311.7

Гушвили В.И. Анализ зональности пропилитов в толеитовых, щелочно-базальтовых и андезитовых вулканических сериях. — В кн.: Проблемы вертикальной метасоматической зональности. М.: Наука, 1982.

Вертикальная зональность при пропилитизации отчетливо проявляется в толщах толеитовых и щелочных базальтов, но не выражена в андезитовых сериях. Это связано с различиями теплового режима и геотектонического развития соответствующих участков земной коры, величины геотермального градиента. В процессе пропилитизации происходит вынос кремнезема из глубинных зон и переотложение его в верхних, что отражается в минеральном составе соответствующих метасоматических зон.

Табл. 2. Ил. 7. Библиогр. 37 назв.

УДК 553.26·22

Чекаидзе В.Б. Вертикальная метасоматическая зональность колчеданно-полиметаллических месторождений. — В кн.: Проблемы вертикальной метасоматической зональности. М.: Наука, 1982.

По структуре вертикальной зональности ореолы околоврудных изменений колчеданно-полиметаллических месторождений подразделяются на два морфогенетических типа: закрытый и открытый. Первый — характеризует объекты с закономерным перекрытием зон гипогенного выщелачивания зонами осаждения (большинство месторождений Рудного Алтая). Второй тип — определяет объекты с преимущественным развитием зон выщелачивания (ряд месторождений Малого Кавказа, НРБ, Японии). В каждом типе выделяются два подтипа: телескопированный и нетелескопированный, характеризующие наличие или отсутствие поздних руднometасоматических масс, наложенных на метасоматиты выщелачивания.

Табл. 3. Ил. 4. Библиогр. 24 назв.

УДК 553.061.11—553.065.5

Логинов В.П., Нафикова У.С., Пирожок П.И. К вопросу о зональности метасоматитов и источнике рудообразующего железа на Учалинском колчеданном месторождении (Южный Урал). — В кн.: Проблемы вертикальной метасоматической зональности. М.: Наука, 1982.

Колонка метасоматического изменения гематитизированных диабазов висячего бока рудного тела характеризуется с точки зрения минералогического правила фаз и дифференциальной подвижности компонентов. Предрудный возраст метасоматитов доказывается более ранними наблюдениями авторов над текстурными взаимоотношениями метасоматитов с рудами и над пиритными "кольцами Лизеганга". Подсчетами привноса—выноса вещества при возникновении метасоматитов месторождения указывается вероятный петрогенный источник железа прожилково-вкрашенной сульфидной минерализации.

Табл. 10. Библиогр. 13 назв.

УДК 553.24

Рундквист Д.В. Зональность грейзенов. — В кн.: Проблемы вертикальной метасоматической зональности. М.: Наука, 1982.

Зональность является характерной особенностью грейзенов. В соответствии с морфологическими признаками выделяются шесть типов проявлений грейзенизации, которые различаются и по характеру вертикальной зональности в них. Однако кроме различий намечены некоторые черты зональности, общие для большинства проявлений грейзенов. В целом снизу вверх закономерно сменяются все более кислотные фации: полевошпатовые — полевошпат-кварцевые — мусковит-кварцевые — кварц-топазовые, а далее — снова все более основными: мусковитовыми, мусковит-флюоритовыми и т.д.

Табл. 3. Ил. 5. Библиогр. 53 назв.

УДК 552.125.46:553.22

Расс И.Т. Зональность сосуществующих минералов последовательных зон инфильтрационных метасоматических колонок — индикатор изменения состава растворов. — В кн.: Проблемы вертикальной метасоматической зональности. М.: Наука, 1982.

Показано, что последовательные зоны инфильтрационных метасоматических колонок магматической стадии изменения оливинитов Ковдорского щелочно-ультраосновного массива (Кольский полуостров) приурочены к разломам, являющимся магмоподводящими каналами, и представляют собой зоны вертикальной метасоматической зональности. Зональность минералов фиксирует смену последовательных состояний равновесия поверхностный слой твердых фаз — раствор и, следовательно, отражает изменение состава раствора во времени (по крайней мере за время роста кристалла). Сопоставление изменений составов сосуществующих минералов по разрезу кристаллов от центра к периферии из последовательных зон исследованных метасоматических колонок позволило наглядно показать одновременность образования различных зон при инфильтрационном метасоматозе.

Табл. 1. Ил. 6. Библиогр. 11 назв.

УДК 536.75:541.133:550.41

Алексин Ю.В., Лакштанов Л.З., Вакуленко А.Г. — Новое в представлениях о фильтрационном эффекте. — В кн.: Проблемы вертикальной метасоматической зональности. М.: Наука, 1982.

Успехи физической химии мембранных процессов позволили добиться существенного прогресса в понимании механизма фильтрационного эффекта и его основных закономерностей. Показана преемственность развитых представлений и результатов более ранних исследований. На основании анализа методами термодинамики необратимых процессов особенностей транспортных явлений в пористых средах доказаны существенно недиссипативные черты концентрационной дифференциации при фильтрации. Это позволяет рассматривать фильтрационный эффект так же как фактор, инициирующий гетерофазные химические взаимодействия. Рассмотренные модели фильтрации, а также анализ зависимостей эффектов разделения от ряда параметров свидетельствуют о реальности экспериментально изученных явлений в достаточно широком интервале физико-химических условий в земной коре.

Табл. 1. Ил. 6. Библиогр. 36 назв.

2 p. 30 K.

3816