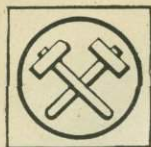


Академия наук
СССР



МЕТАСОМАТИЗМ И РУДООБРАЗОВАНИЕ

Издательство · Наука ·



АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ОТДЕЛЕНИЕ ГЕОЛОГИИ,
ГЕОФИЗИКИ И ГЕОХИМИИ

НАУЧНЫЙ СОВЕТ
ПО РУДООБРАЗОВАНИЮ

МЕТАСОМАТИЗМ И РУДООБРАЗОВАНИЕ

2746



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

МОСКВА

1978



В книге рассмотрены региональные и локальные метасоматические процессы, их генетические соотношения и рудоносность, классификации метасоматитов; закономерности развития метасоматических явлений и рудообразований в процессе как эволюции земной коры, так и геологического развития конкретных рудоносных провинций и рудных полей; поисково-оценочное значение метасоматитов, оценка глубин эрозионного среза месторождений, критерии рудоносности метасоматических образований; экспериментальное и теоретическое моделирование метасоматических процессов.

Редакционная коллегия:

академик Д. С. КОРЖИНСКИЙ (ответственный редактор),
В. А. ЖАРИКОВ, Э. А. ЛАНДА, Б. И. ОМЕЛЬЯНЕНКО,
Н. Н. ПЕРЦЕВ, И. Т. РАСС

ПРЕДИСЛОВИЕ

В предлагаемой книге опубликованы статьи по актуальным вопросам учения о метасоматических образованиях. Книга создана на основе материалов IV Всесоюзной конференции «Метасоматизм и рудообразование», состоявшейся в мае 1976 г. в Ленинграде. Конференция была организована Секцией метасоматизма Научного Совета АН СССР по рудообразованию, Всесоюзным научно-исследовательским геологическим институтом и Ленинградским научно-техническим обществом.

Разработка научных основ исследования измененных пород для целей поисков и оценки месторождений полезных ископаемых выдвинута геологоразведочной практикой в число актуальных задач. В результате возникла необходимость периодически суммировать достижения в этой области. В соответствии с этим начиная с 1963 г. в Ленинграде проводятся научные конференции по околорудному метасоматизму (1963, 1966, 1972 и 1976 гг.), а также региональные симпозиумы в различных городах Советского Союза.

Отличительной особенностью последних лет является широкое внедрение в геологическую практику геологического картирования метасоматитов, которое убедило специалистов в необходимости развития формационного направления в анализе метасоматитов. За последние годы в этой области достигнуты несомненные успехи. Значительный прогресс наметился в экспериментальном и теоретическом моделировании метасоматических процессов, особенно в низкотемпературной области, наиболее сложной для экспериментального моделирования. Большие успехи за период, прошедший между конференциями, достигнуты также в изучении отдельных формационных типов метасоматитов, метасоматической зональности, практическом использовании метасоматитов для поисков, разведки и оценки рудных месторождений. Все эти вопросы в той или иной мере затронуты в данной книге.

Входящие в книгу материалы сгруппированы в два раздела. В первом разделе рассматриваются общие вопросы изучения метасоматитов и связанного с ними оруденения. Значительная часть материалов этого раздела посвящена анализу физико-химических условий формирования метасоматитов. Эти вопросы освещаются по данным петрологических исследований на конкретных месторождениях, экспериментального моделирования метасоматических явлений, изучения газово-жидких включений в минералах, теоретического физико-химического анализа процессов минералообразования.

Ряд сложных физико-химических проблем рассмотрен Д. С. Коржинским. В частности, вскрыты причины противоречивых результатов по оценке основности минералов, проведенной по их составу и данным петрологического изучения метасоматитов. Обосновывается необходимость при оценке основности минералов различать «мольную основность» (идентичную степени диссоциации минералов) и «общую основность», равную произведению «мольной основности» на растворимость минералов. В большинстве случаев расположение минералов в ряд по

общей и мольной основности совпадает, но щелочные полевые шпаты и карбонаты представляют интересное исключение. Показано большое значение кислотно-основного взаимодействия магм с трансмагматическими флюидами, под воздействием которых происходит, в частности, метамагматическая дебазификация габброидных магм.

В этом же разделе рассмотрены вопросы классификации метасоматитов, их генезиса, а также некоторые другие вопросы, имеющие общее значение.

В новой классификации метасоматитов на формационной основе, предложенной В. А. Жариковым и Б. И. Омеляненко, выделены четыре группы метасоматических формаций, генетически или парагенетически связанных с гранитоидами, габбро-перидотитами, щелочными и щелочно-ультрасосновными породами. Впервые предпринята попытка выделить метасоматические фации, типы внутрирудного метасоматоза, рудные элементы, синхронные или сопряженные с метасоматитами, а также наложенные рудные концентрации, для которых метасоматиты выступают как благоприятная вмещающая среда.

Во втором разделе книги сгруппированы материалы, посвященные региональным и прогнозно-методическим исследованиям метасоматитов. В них суммируются результаты изучения метасоматитов в крупных рудоносных провинциях, их картирования и практического использования для поисков месторождений. Здесь, в частности, приведены обобщающие материалы по рудоносным метасоматитам Рудного Алтая, Сихотэ-Алиня, редкометалльным метасоматитам в разломах докембрийского фундамента.

В целом можно надеяться, что предлагаемый труд, в совокупности с уже вышедшими ранее работами по итогам предыдущих конференций и региональных симпозиумов, явится существенным вкладом в изучение метасоматических пород и может заинтересовать широкий круг геологов, связанных с исследованием метасоматитов различного состава и происхождения.

Часть I

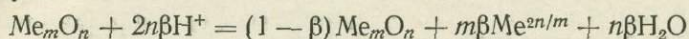
ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ИЗУЧЕНИЯ МЕТАСОМАТИТОВ И СВЯЗАННОГО С НИМИ ОРУДЕНЕНИЯ

КИСЛОТНО-ОСНОВНОЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ФЛЮИДОВ С ПОРОДАМИ И МАГМОЙ

Д. С. Коржинский

Изменение кислотности природных флюидов является главнейшим фактором, вызывающим серию реакций флюидов с породами, с замещением одних минералов другими.

Для основного окисла Me, дающего в водном растворе катион по формуле:



(где β — степень диссоциации окисла), зависимость химического потенциала μ окисла или его валового коэффициента активности f^* от кислотности раствора может быть выражена формулой:

$$\partial\mu_{\text{Me}_m\text{O}_n}/\partial\mu_{\text{H}^+} = \partial \ln f_{\text{Me}_m\text{O}_n}^*/\partial \ln [\text{H}^+] = -2n\beta$$

(валовой коэффициент активности f^* относится к общей аналитической концентрации компонента как в ионизированной, так и в неионизированной форме). Отсюда следует, что повышение кислотности раствора приводит к понижению валовых коэффициентов активности всех основных компонентов в соответствии со степенью их ионизации, т. е. более сильному для более сильных оснований. Валовые коэффициенты активности кислотных компонентов при этом повышаются, также в меру их кислотной ионизации [3, 8]. Обратные соотношения наблюдаются при повышении основности раствора.

Вследствие такого изменения активности компонентов возрастание кислотности раствора может привести к серии реакций раствора с боковой породой, при которых более основные минералы будут замещаться менее основными, а повышение основности раствора приведет к обратной серии реакций с замещением менее основных более основными минералами. Поэтому приобретает значение оценка относительной основности минералов и их компонентов.

Такая оценка представляет ряд трудностей. Прежде всего необходимо различать «мольную основность» и «общую основность». Мольная основность выражается через степень ионизации данного соединения. Повышение кислотности раствора благоприятствует реакциям с замещением компонентов, имеющих более высокую мольную основность, компонентами с более низкой мольной основностью. Общая основность минерала, которая может быть определена как основность первоначально чистой воды, насыщенной данным минералом, равна мольной основности (т. е. степени ионизации соединения), помноженной на его растворимость. Основность поровых растворов, таким образом, определяется общей основностью минералов.

Относительную мольную основность соединения можно оценить по энергии ионизации атомов его металлов. Чем легче ионизируется металл, чем меньше энергия его ионизации, т. е. чем более он электроположителен, тем более ионизированы в растворе его соединения, т. е. тем более основным он является. Поэтому для оценки относительной основности окислов металлов может быть использована энергия ионизации металла по данной валентности по формуле:

$$U = (I_1 + I_2 + \dots + I_n)/n,$$

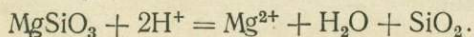
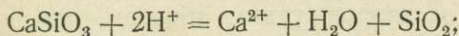
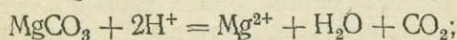
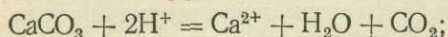
где U — средняя энергия ионизации, приходящаяся на 1 электрон; I_1, I_2, \dots, I_n — потенциалы ионизации первого, второго и до n -го электрона n валентного катиона. По имеющимся в справочной литературе данным по потенциалам ионизации [2], ионизированные металлы могут быть расположены в следующий ряд от более основных, электроположительных, к менее основным: $\text{Cs}^+, \text{Rb}^+, \text{K}^+, \text{Na}^+, \text{Li}^+, \text{Tl}^+, \text{Ag}^+, \text{Ra}^{2+}, \text{Cu}^+, \text{Ba}^{2+}, \text{Sr}^{2+}, \text{Ca}^{2+}, \text{Hg}^+, \text{Pb}^{2+}, \text{Mg}^{2+}, \text{Fe}^{2+}, \text{La}^{3+}, \text{Co}^{2+}, \text{Ni}^{2+}, \text{Ce}^{3+}, \text{H}^+, \text{Zn}^{2+}, \text{Be}^{2+}, \text{Cu}^{2+}, \text{Hg}^{2+}, \text{Mn}^{3+}, \text{Sb}^{3+}, \text{Th}^{4+}, \text{Bi}^{3+}, \text{Al}^{3+}, \text{Cr}^{3+}, \text{Fe}^{3+}, \text{As}^{3+}, \text{Co}^{3+}, \text{Zr}^{4+}, \text{Ti}^{4+}, \text{V}^{3+}, \text{Mn}^{4+}, \text{Mo}^{4+}, \text{Sn}^{4+}, \text{Ta}^{5+}, \text{Si}^{4+}, \text{Nb}^{5+}, \text{S}^{4+}, \text{W}^{6+}, \text{V}^{5+}, \text{P}^{5+}, \text{C}^{4+}, \text{S}^{6+}$. Таким образом, наиболее основными, как правило, являются одновалентные металлы, затем идут двухвалентные, далее трехвалентные и т. д., причем в каждой группе основность понижается с понижением атомного веса.

Исходя из величин потенциалов ионизации металлов и величин сродства к электрону неметаллов, В. А. Жариковым [1] были вычислены «условные потенциалы ионизации» главнейших минералов. Эти данные позволяют судить об относительной «мольной основности» минералов и их компонентов.

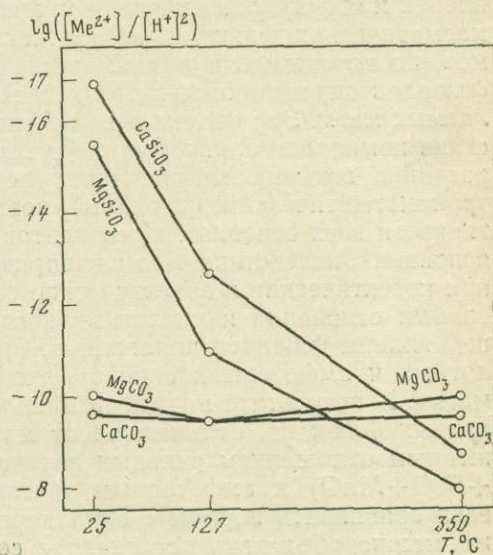
А. А. Маракушев [6] для оценки основности минералов применил термодинамические расчеты реакций ионизации минералов. Энергетический эффект реакции перехода минерала в ионы раствора позволяет вычислить соотношение между активностью катионов металлов и активностью протона раствора, характеризующую общую (а не мольную) основность минерала.

Общая основность минералов определяет основность поровых растворов пород, сложенных этими минералами. В большинстве случаев минералы с более высокой общей основностью имеют также и более высокую мольную основность. Однако имеются существенные исключения. Так, по А. А. Маракушеву [6], альбит более основен, чем К-шпат, хотя калий более электроположительный (основной) металл, чем натрий. Геологические данные показывают, что при постмагматических процессах с возрастающей кислотностью растворов К-шпат подвергается альбитизации, что доказывает более высокую мольную основность К-шпата. Однако альбит обладает большей растворимостью, чем К-шпат, и этим объясняется, почему К-шпат при более высокой мольной основности имеет более низкую общую основность, чем альбит [5]. Аналогично магнезиальные карбонаты (магнезит, доломит) обладают более высокой общей основностью, чем кальцит [6], хотя кальций более основен (электроположителен), чем магний, и, следовательно, кальцит должен обладать более высокой мольной основностью. Это также объясняется большей растворимостью магнезиальных карбонатов [5].

Соотношение основностей минералов зависит также от температуры. Используя константы из справочников [7, 9], мною были рассчитаны энергетические эффекты для следующих реакций:



Уравнения составлены при допущении, что раствор уже насыщен углекислотой, которая может выделяться в виде газа (давление 1 атм), и кремнеземом, который осаждается в виде кварца. Из энергетических эффектов этих реакций ΔG^0 для температур 25, 127 и 350°С были рассчитаны величины $\lg ([\text{Me}^{2+}]/[\text{H}^+]^2)$, которые характеризуют основность, вносимую рассматриваемыми минералами. Полученные данные нанесены на диаграмму (см. рисунок). На ней видно, что при низких температурах (<250°С) силикаты кальция и магния обладают значительно более высокой общей основностью, чем карбонаты этих металлов, тогда как при более высоких температурах карбонаты оказываются основнее силикатов. Это хорошо согласуется с геологическими данными. При низкотемпературных гидротермальных процессах растворы, несущие углекислоту, вызывают карбонатизацию силикатов кальция и магния с понижением основности среды. С другой стороны, в высокотемпературных процессах карбонатные породы, несомненно, являются наиболее основными. Так, при гранитизации именно карбонатных пород возникают наиболее щелочные породы, вплоть до нефелиновых сиенитов (при гранитизации доломитов). В контактах с кремнекислотными породами карбонатные породы замещаются скарновыми силикатами кальция и магния. Карбонатные породы — наиболее эффективные осадители руд, например магнетитовых.



Зависимость общей основности силикатов и карбонатов кальция и магния от температуры

Главной причиной, вызывающей реакции постмагматических растворов с породами и осаждение руд, представляется изменение кислотности растворов. Изменение же кислотности может явиться следствием вступления растворов в более основные породы (кислотно-основное взаимодействие) или, в субвулканических условиях, выкипания летучих кислотных компонентов. Однако основное значение имеет общая закономерность в режиме кислотности постмагматических растворов. Кристаллизация магмы сопровождается выделением летучих кислотных компонентов, которые, поднимаясь вместе с трансмагматическими флюидами, дают в потоке восходящих постмагматических растворов волну кислотности. При этом первоначально подъем и охлаждение растворов сопровождается повышением активности кислотных компонентов, что, очевидно, связано с конденсацией и уплотнением летучих кислотных компонентов и приводит к кислотному выщелачиванию пород (грейзены, вторичные кварциты и пр.). При дальнейшем охлаждении кислотность растворов понижается. При этом большое значение имеет кислотно-фильтрационный эффект, в силу которого кислотные компоненты просачиваются через поры пород и закрытые трещины быстрее оснований, которые отстают. Вследствие этого в каждом сечении потока постмагматических растворов происходит сначала повышение кислотности растворов с кислотным выщелачиванием боковых пород, а затем повышение основности с осаждением основных и рудных минералов в трещи-

нах выщелоченных пород. Такова гипотеза «опережающей волны кислотности» [2].

Весьма интересны проблемы взаимодействия магм с трансмагматическими флюидами глубинного подкорового происхождения. Эти флюиды обладают устойчивой для каждой данной тектонической зоны концентрацией воды, углекислоты, щелочных металлов и некоторых других, более растворимых (более подвижных) компонентов. Взаимодействуя с магмой, через которую они просачиваются (вероятно, в виде пузырей, пленок и струй), они определяют щелочность магмы. Щелочность трансмагматических флюидов возрастает с глубиной проникновения разломов, по которым они поднимаются. Щелочностью трансмагматических флюидов определяются и эвтектические составы, т. е. составы выплавляемых магм. Это вытекает из принципа кислотно-основного взаимодействия компонентов, который действителен и для расплавов. Именно возрастание щелочности расплава (под влиянием его взаимодействия с трансмагматическим флюидом) повышает валовые коэффициенты активности всех основных компонентов расплава, особенно более сильных оснований, вследствие чего расширяются поля их кристаллизации, тогда как котектические и эвтектические составы сдвигаются в сторону более слабых оснований и кислотных компонентов. Вместе с тем повышение щелочности флюидов понижает валовые коэффициенты активности кислотных и амфотерных окислов, что увеличивает их растворимость в магме. В результате магмы, выплавленные под воздействием более щелочных флюидов, отличаются от магм нормальной щелочности пониженным отношением сильных двухвалентных оснований ($\text{CaO} + \text{MgO} + \text{FeO} + \text{MnO}$) к амфотерным трехвалентным окислам ($\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3$), если сравнивать породы с одинаковым содержанием кремнезема. Этим же можно объяснить повышенное содержание в щелочных магматических породах окисей фосфора, циркония, иттрия, ниобия, редких земель и часто титана.

Повышение кислотности флюидов в силу их конденсации и уплотнения, столь резко выраженное в явлениях постмагматического кислотного выщелачивания приконтактовых пород, начинается уже в магматическую стадию и может привести к «метамагматической дебазификации» еще жидкой магмы. Так как оно обусловлено понижением температуры, то должно предпочтительно проявляться в зонах более выраженного температурного градиента — в кровле куполов и в апофизах массивов гранитоидов. Наиболее достоверными примерами метамагматически дебазифицированных пород являются аплиты и ортопегматиты, часто совершенно лишенные цветных минералов и даже магнетита. Можно предполагать, что метамагматическая дебазификация проявляется и во многих других случаях. Так, концентрическое строение, свойственное гранитоидным массивам, с основными краевыми фациями и лейкократовыми аляскитовыми разностями гранитов в центральных частях массивов в некоторых случаях может объясняться метамагматической дебазификацией этих центральных частей, по которым предпочтительно проникали трансмагматические флюиды. В габброидных массивах пониженной щелочности повышение кислотности трансмагматических флюидов приводит к сульфуризации исходного окисного железа магмы с выпадением капель сульфидов, как это проявляется в медно-никелевых месторождениях типа Норильских и Седбери (Канада). Габброидным массивам повышенной щелочности сульфуризация не свойственна, и с ними бывают связаны титаномагнетитовые месторождения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Жариков В. А. Кислотно-основные характеристики минералов.— Геол. рудн. месторожд., 1967, № 5.
2. Коржинский Д. С. Общие закономерности постмагматических процессов.— В кн.: Проблемы постмагматического рудообразования. Т. II. Прага, 1965.
3. Коржинский Д. С. Теоретические основы анализа парагенезисов минералов. М., «Наука», 1973.
4. Коржинский Д. С. Теория метасоматической зональности. «Наука», 1969.
5. Коржинский Д. С. Проблема оценки основности минералов и пород.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 6.
6. Маракушев А. А. Кислотно-основные свойства минералов и петрохимические расчеты.— Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология, 1973, № 5.
7. Наумов Г. Б., Рыженко Б. Н., Ходаковский И. Л. Справочник термодинамических величин. М., Атомиздат, 1971.
8. Korzhinskii D. S. The theory of systems with perfectly mobile components and processes of mineral formation.— Amer. J. Sci., 1965, 263.
9. Robie R. A., Waldbaum D. R. Thermodynamic properties of minerals and related substances.— Geol. Surv. Bull., 1968, 1259.

КЛАССИФИКАЦИЯ МЕТАСОМАТИТОВ

В. А. Жариков, Б. И. Омеляненко

При геологическом картировании и изучении минеральных месторождений существенное значение имеет выявление геологической позиции и генетических особенностей метасоматических образований. Это важно также потому, что большинство метасоматитов представляют собой рудоносные породы и метасоматизм наиболее полно отражает общие свойства и специфику эволюции магматогенных гидротермальных растворов. Кратким, четким, но схематизированным отражением принципиальных генетических особенностей метасоматитов является их классификация. Попытка такой генетической классификации метасоматических образований предпринята нами сначала на примере Западного Карамзара [2, 3], потом в более общем виде [4, 6]. Основные принципы, на которых основывалась классификация: 1) в качестве основного элемента классификации были выбраны естественные совокупности метасоматических пород, обозначенные как метасоматические фации и метасоматические формации; 2) систематика метасоматических формаций была проведена по стадиям гидротермального процесса (выделенным в 1953 г. Д. С. Коржинским [7]) и по принадлежности к главным геологическим группам (семействам) магматических горных пород. Отмечалось также [2], что дальнейшее совершенствование классификации должно проводиться по пути выявления зависимости метасоматизма от типов магматической деятельности, от глубинности и в направлении изучения новых (не охваченных систематикой) метасоматических формаций.

В последнее десятилетие проведены обширные исследования различных типов метасоматитов, в том числе в зонах ультраметаморфизма и приповерхностной вулканической активности, в связи с разнообразными магматическими комплексами и минеральными месторождениями. Отдельные исследователи рассматривали вопросы классификации метасоматических пород [10, 12, 13 и др.]. В связи с этим мы считаем целесообразным вновь вернуться к обсуждению некоторых основных принципов классификации метасоматитов и предложить уточненный и дополненный вариант классификации, отражающий современное состояние изученности и понимания этой проблемы.

ОБСУЖДЕНИЕ НЕКОТОРЫХ ПРИНЦИПОВ, ЛЕЖАЩИХ В ОСНОВЕ КЛАССИФИКАЦИИ

Определение понятий «метасоматическая фация» и «метасоматическая формация»

В настоящее время можно считать общепризнанным предложенный формационный подход к классификации. Единичным элементом классификации служит «метасоматическая фация» [2, 3, 5], которая представляет собой совокупность метасоматических пород, образованных в различных зонах единой метасоматической колонки в определенных геологических условиях, т. е. в результате воздействия на породы определенного состава растворов определенного этапа гидротермального цикла при определенных значениях температуры, глубинности, подвижности компонентов и активности вполне подвижных компонентов.

Это понятие можно также раскрыть не через причинные, а через производные, но непосредственно наблюдаемые характеристики — через минеральный состав и зональность метасоматических колонок. В таком представлении метасоматическая фация — совокупность метасоматических пород, характеризующихся закономерным сочетанием минеральных парагенезисов в единой метасоматической колонке.

Нетрудно видеть полную эквивалентность двух приведенных определений понятия «метасоматическая фация». Граничные условия образования и обособления метасоматических фаций — температура, глубинность, активности вполне подвижных компонентов, состав исходных пород, принадлежность к определенному этапу гидротермального цикла в последней формулировке заменены введением в определение производного от них понятия «минеральный парагенезис».

Сложнее представление о метасоматической формации. Метасоматическая формация была определена нами как совокупность метасоматических фаций, различающихся по температуре, глубинности, активности вполне подвижных компонентов в растворе, составу исходных пород, но образующихся в сходной геологической обстановке в результате одних и тех же петрогенетических процессов [2, 3, 5, 6]. Как совокупность конкретных метасоматических фаций каждая метасоматическая формация вполне определена. Вместе с тем для того чтобы подчеркнуть генетическую общность фаций, приходится вводить достаточно широкие и менее четкие понятия, такие как «единый петрогенетический процесс», «сходная геологическая обстановка». Это обусловлено в первую очередь разнообразием граничных условий существования метасоматических формаций, в связи с чем признаки формационной самостоятельности оказываются конкретными и различными.

В качестве показательного примера можно отметить влияние глубинности. При метасоматических процессах кислотной стадии изменение глубинности обычно приводит к смене метасоматических формаций: грейзены, вторичные кварциты, аргиллизиты и т. д. В то же время среди пропилитов выделяются фации глубинности, хорошо различаемые по парагенезисам, но не менее четко объединяемые общими «пропилитовыми» чертами в одну формацию. Другой пример: формация магнезиальных скарнов магматической стадии содержит несколько фаций глубинности, охватывающих весь диапазон условий земной коры, а формация послемагматических магнезиальных скарнов по глубинности монофациальна и встречается только в условиях больших глубин.

Вторая особенность состоит в том, что метасоматические формации оказываются разномасштабными категориями. В одних случаях соответствующие метасоматиты развиты очень широко, связаны с различными магматическими комплексами и представлены многими фациальными разновидностями, как, например, формация известковых скар-

нов. В других случаях, например, для магнезиальных метасоматитов, образующихся в контактах с гранитоидами, масштабность проявления и фациальное разнообразие значительно скромнее. Тем не менее в обоих случаях это самостоятельные метасоматические формации, поскольку они представляют индивидуализированные закономерности сообщества метасоматических пород, занимающие определенную геологическую позицию. Указанная разномасштабность метасоматических формаций является следствием существенно различных генетических условий их образования.

Отмеченные выше причины побуждают использовать для определения общности такие широкие понятия, как «единый петрогенетический процесс», «сходная геологическая обстановка». Можно заменить два последних понятия более общим и привычным — «определенная геологическая позиция». Можно, подчеркивая общность минеральных парагенезисов различных фаций, ввести понятие «**минеральный ансамбль**» метасоматической формации, понимая под последним всю совокупность парагенезисов, закономерно сочетающихся в метасоматических колонках, образованных в различных фациальных условиях, определенных и закономерных для каждой метасоматической формации. Тогда **метасоматическую формацию** следует обозначать как индивидуализированную естественную совокупность метасоматических фаций, характеризующуюся единым определенным минеральным ансамблем и единой определенной геологической позицией. Понятие «определенная геологическая позиция» рассмотрено ниже.

Гидротермальный цикл, его стадии, связь с магматизмом и оруденением

В настоящее время можно считать признанным предложенное Д. С. Коржинским [7, 8] разделение послемагматического процесса на четыре стадии: раннюю (щелочную), кислотную (выщелачивания), **позднюю (щелочную)** и заключительную. Это подразделение логически безупречно, поскольку основано на единственном ведущем признаке — изменении режима кислотности-щелочности растворов, являющемся главным фактором эволюции послемагматического процесса.

Вместе с тем известно, что для метасоматитов кислотной стадии чрезвычайно характерно присутствие минеральных ассоциаций поздней щелочной стадии. Эти минеральные образования сложены в значительной части компонентами, вынесенными («выщелоченными») из пород при формировании метасоматических колонок кислотной стадии. Показательны зависимость минеральных ассоциаций поздней щелочной стадии от состава метасоматитов кислотной стадии и обратная «выщелачиванию» последовательность отложения, на что уже обращалось внимание [6, 8] и что нашло отражение в обозначении их как «зон сопряженного отложения».

Учитывая неразрывную связь процессов кислотного выщелачивания и сопряженного осаждения, целесообразно объединить продукты этих процессов при их классификации, выделяя соответственно метасоматиты фаций **кислотного выщелачивания и сопряженного осаждения**. Последние, таким образом, могут рассматриваться как фациальные разновидности метасоматической формации, отвечающие определенному этапу эволюции растворов, отличающиеся активностью компонентов в растворе и характеризующиеся закономерным сочетанием минеральных парагенезисов (которые зависят от состава как «вмещающих» метасоматитов, так и растворов). Объединение метасоматитов сопряженного осаждения с предшествовавшими метасоматитами кислотной стадии имеет особый смысл и в том отношении, что именно в период сопряженного осаждения в большинстве случаев отлагается главная масса

рудных минералов. Тем самым находит естественное выражение закономерная связь оруденения и околорудных (предрудных по времени) метасоматитов.

Как известно, минеральные ассоциации поздней щелочной стадии образуются и вне непосредственной связи с зонами кислотного выщелачивания, независимо от них. Обычно они пространственно связаны с образованиями заключительной стадии и формируются несколько позже сопряженных метасоматитов.

В свете изложенного принимается следующее подразделение гидротермального процесса по стадиям.

1. Магматическая стадия (сохраняется в прежнем объеме).

2. Ранняя послемагматическая стадия (в прежнем объеме).

3. Кислотная послемагматическая стадия (кислотная стадия + стадия сопряженного отложения).

4. Заключительная послемагматическая стадия («вторая половина» поздней щелочной стадии и заключительная стадия прежнего подразделения).

Все эти стадии, характеризующие закономерную эволюцию магматогенных растворов, составляют гидротермальный цикл. Под гидротермальным циклом [6], таким образом, понимается законченный период гидротермальной деятельности, характеризующийся закономерной эволюцией состава и прежде всего кислотности магматогенных растворов. Представление о гидротермальном цикле не только позволяет очертить естественную совокупность процессов, но и полезно в том отношении, что оно дает возможность сопоставить проявления гидротермальной деятельности с другими геологическими процессами, прежде всего с магматизмом. Было высказано предположение [6], что гидротермальный цикл следует сопоставлять и связывать с этапом тектоно-магматического цикла, т. е. в каждый этап тектоно-магматического цикла (в понимании Ю. А. Билибина [1], И. Г. Магакьяна [9] и др.) укладывается один гидротермальный цикл — один законченный период гидротермальной деятельности. Такое сопоставление предполагает, что гидротермальная деятельность в общем плане генетически связана не с какими-то конкретными интрузивными массивами (хотя такая связь тоже может существовать), а со всей совокупностью проявлений магматизма каждого определенного этапа тектоно-магматического цикла. Специфика каждого гидротермального цикла связана с особенностями состава, генезиса и эволюции магматического очага или очагов.

Данные, полученные различными исследователями в этом направлении за последнее десятилетие, подтвердили эти соотношения. Были, правда, попытки приписать закономерное изменение кислотности растворов не только конкретным интрузивам, но даже каждому этапу (стадии) минералообразования, с многократной повторяемостью «кислотной волны». Однако изучение материалов всякий раз показывает несостоятельность таких предположений, как основанных на недостаточно строгом выделении парагенетических ассоциаций минералов и (или) истолковании «кислотности» соответствующих парагенезисов.

Принятая ранее универсальная схема подразделения геосинклиналиного режима на пять [1, 14] или три [9] тектоно-магматических этапов в настоящее время является слишком упрощенной. Геологические исследования выявили различные типы геосинклиналей и других геотектонических элементов земной коры, наметили специфические черты их развития. Для нашей цели важно подчеркнуть, что во всех геотектонических построениях выделяются этапы (стадии) развития геоструктурных элементов, характеризующиеся особым тектоническим режимом и определенными геологическими комплексами, в состав которых закономерно входят и определенные магматические серии. Таким этапам (стадиям) развития геоструктурных элементов и соответствуют гидротермальные

циклы, специфика и особенности которых обусловлены характером магматизма.

Подчеркивая связь гидротермальных циклов с магматизмом, следует прежде всего указать на зависимость метасоматических процессов от состава родоначальных магм. Метасоматические формации, присущие габбро-перидотитовым, гранитоидным и ультраосновным-щелочным комплексам, столь различны, что делают несомненной необходимость выделения соответствующих классов (групп) метасоматитов. Несколько менее четко обособляются метасоматические формации щелочных магм, также выделенные нами в отдельный класс. Анализируя отмеченные связи, можно видеть зависимость особенностей метасоматитов не только от общего, «валового» состава родоначальных магм, но и от их геолого-структурной позиции, характера эволюции и других факторов. Это отражается и в принятом выделении классов метасоматитов: четко различаются первые три класса (метасоматиты ультраосновных-основных, гранитоидных и ультраосновных-щелочных магм), поскольку они связаны с обособленными самостоятельными интрузивными комплексами, имеющими различное геотектоническое положение и происхождение, и, напротив, менее определена позиция метасоматитов щелочных магм, так как последние образуются в различной геотектонической обстановке.

Заканчивая краткое рассмотрение классификационных соотношений магматизма и метасоматизма, следует подчеркнуть необходимость изучения их более глубоких генетических связей. Можно уверенно предполагать, что определенным геотектоническим и генетически индивидуализированным магматическим сериям присущи специфические серии рудоносных метасоматических формаций.

Выявление таких генетически связанных метасоматических и магматических серий имеет первостепенное значение. Такие серии, несомненно, существуют, некоторые из них уже определенно очерчены, но в целом отразить в классификации более глубокие и гибкие связи, чем принадлежность метасоматитов к четырем классам по выделенным типам магм, пока еще не представляется возможным.

Несколько замечаний о рудоносности метасоматитов. Как известно [6], по соотношению оруденения с другими метасоматическими преобразованиями выделяются следующие типы.

1. Тип одновременного оруденения, когда отложение рудных минералов происходит одновременно с метасоматическим преобразованием пород в единой метасоматической колонке.

2. Типы сопутствующего и сопряженного оруденения, при которых оруденение отстает от образования главной колонки метасоматитов и происходит в результате дальнейшей эволюции растворов — повышения кислотности в раннюю послемагматическую стадию (сопутствующее оруденение) или при инверсии режима кислотности и нарастании щелочности растворов (сопряженное оруденение).

3. Тип наложенного оруденения, когда рудоотложение происходит в результате воздействия растворов другой, обычно кислотной стадии на ранее образованные метасоматиты.

Главной причиной рудоотложения, несомненно, являются процессы нейтрализации растворов, которые протекают вследствие закономерной эволюции кислотности растворов: от ранней щелочной стадии к кислотной (сопутствующее оруденение), от кислотной — к поздней щелочной (сопряженное оруденение) или при взаимодействии кислотных растворов с основной средой метасоматитов или вмещающих пород (наложенное оруденение, частично одновременное).

Таким образом, в одной метасоматической формации оруденение может быть разновременным и разнотипным для различных фаций. Например, в собственно березитах полиметаллическое оруденение

относится к сопряженному типу. В то же время при наложении березитизации на скарны рудные минералы отлагаются непосредственно при «березитизации» скарнов (наложенное оруденение). Аналогичные соотношения наблюдаются и при «березитизации» карбонатных пород, когда рудные минералы образуются одновременно с колонкой апокарбонатной фации березитов (одновременное оруденение).

Важно подчеркнуть, что наложенное оруденение всегда сопровождается соответствующими одновременными метасоматическими изменениями вмещающих метасоматитов с образованием метасоматических колонок. Рудоносные метасоматиты в этом случае представляют собой фациальные разновидности других метасоматических формаций (как упомянутая выше «апоскарновая» фация березитов и др.).

При сопутствующем и сопряженном оруденении также нередко возникают (но могут и отсутствовать) метасоматические новообразования. Они всегда тесно связаны, сопряжены с соответствующей метасоматической формацией, представляя по существу фациальную (по составу раствора) разновидность той же метасоматической формации, более позднюю по времени образования. Обычно они называются «рудосопровождающими» в отличие от более широко проявленных окологрудных метасоматитов. Некоторыми исследователями только такие метасоматиты, синхронные с оруденением, рассматриваются как окологрудные. С этим нельзя согласиться прежде всего потому, что сопряженные метасоматиты не имеют самостоятельного геологического значения, они образуются всегда только в связи с главными фациями родоначальной метасоматической формации. Незначительные масштабы развития сопряженных метасоматитов определяют их сравнительно небольшое по-исковое значение.

Вместе с тем следует подчеркнуть особую важность детального изучения минерального состава, парагенезисов, последовательности минералообразования, геохимических особенностей сопряженных метасоматитов, поскольку в них фиксируется эволюция гидротермальных растворов, вызывающая рудоотложение.

ПРЕДЛАГАЕМАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ МЕТАСОМАТИТОВ

Принципиальная схема классификации приведена в табл. 1. Единичным элементом классификации принята метасоматическая фация. Метасоматические фации, различающиеся условиями образования, объединяются в группы фаций в зависимости: от состава исходных пород, от температуры, от активности вполне подвижных компонентов (в. п. к.) и группу сопряженных (сопутствующих) метасоматитов. Вся совокупность метасоматических фаций объединяется в метасоматическую формацию, которая представляет собой основной интегральный элемент классификации, отражая ведущее значение метасоматической формации как индивидуализированного геологического объекта, сопоставимого с другими однотипными или разнотипными геологическими образованиями.

Метасоматические формации систематизируются по стадиям гидротермального цикла. Соответственно выделяются группы метасоматических формаций: магматической стадии; ранней послемагматической стадии; стадии кислотного выщелачивания и сопряженного отложения; заключительной стадии.

В пределах стадии метасоматические формации располагаются в их естественной (временной) последовательности. Поскольку послемагматические стадии протекают в регрессивном температурном режиме, их естественная последовательность в целом отражает понижение температурных условий образования.

Таблица 1

Принципиальная схема классификации метасоматических образований

Группы (классы) метасоматических формаций в зависимости от типа магматизма	Группы (подклассы) метасоматических формаций различных зон глубинности	Группы метасоматических формаций по стадиям гидротермального цикла	Собственно метасоматические формации в естественной последовательности в гидротермальном цикле (основной элемент классификации)	Группы метасоматических фаций	Собственно метасоматические фации (единичный элемент классификации)
I. Ультраосновного-основного	<ul style="list-style-type: none"> -----> -----> -----> 				
II. Гранитоидного	<ul style="list-style-type: none"> → Малых глубин <ul style="list-style-type: none"> -----> -----> -----> → Умеренных глубин → Больших глубин 	<ul style="list-style-type: none"> → Магматической стадии → Ранней послемагматической стадии → Стадии кислотного выщелачивания и сопряженного отложения → Заключительной стадии 	Метасоматическая формация	В зависимости от: <ul style="list-style-type: none"> -----> состава исходных пород -----> температуры -----> активности в. п. к. -----> Сопряженные (сопутствующие) метасоматиты 	Метасоматическая фация
III. Щелочного	<ul style="list-style-type: none"> -----> -----> -----> 				
IV. Ультраосновного-щелочного	<ul style="list-style-type: none"> -----> -----> -----> 				

Примечание. Стрелками показано разделение наиболее изученных групп метасоматических формаций; пунктирными стрелками — вероятное аналогичное разделение остальных групп.

Существует очевидная зависимость характера проявления метасоматизма от глубинности, которую целесообразно отобразить выделением трех зон: малых, умеренных и больших глубин. Соответственно следующей, более крупной единицей в классификации будут подклассы метасоматитов по глубинности. Границы между выделенными «зонами глубинности» количественно пока не обозначены, но их геологическая позиция определена: метасоматиты больших глубин характерны для зон регионального метаморфизма высоких ступеней, главным образом гранулитовой и амфиболитовой фаций; метасоматиты малых глубин связаны с субвулканическим магматизмом и т. д.

Метасоматические формации разных стадий гидротермального цикла и разных зон глубинности объединены в четыре класса по типу родоначальных магм I. Метасоматиты, связанные с ультраосновным-основным магматизмом. II. Метасоматиты, связанные с гранитоидным магматизмом. III. Метасоматиты, связанные со щелочным магматизмом. IV. Метасоматиты, связанные с ультраосновным-щелочным магматизмом.

В табл. 1 показаны принципиальные контуры дефиниции понятия «метасоматическая формация». Совокупность различных (но характерных) метасоматических фаций определяет минеральный ансамбль метасоматической формации и ее геологическую позицию. Понятие «определенная геологическая позиция», таким образом, включает связь с определенным типом магматизма, образование в определенных условиях глубинности, на определенной стадии гидротермального цикла и в определенной геологической обстановке, понимая под последней непосредственные геологические условия локализации метасоматитов.

Классификация главных метасоматических формаций, выделенных по типу магматизма, представлена в табл. 2. В ней отражены главные метасоматические фации (по выделенным четырем группам) и показана типичная рудоносность формаций. Следует отметить, что характеристика фаций и рудоносности формаций схематична и неполна. В этом отражается состояние изученности различных метасоматических формаций.

Метасоматические фации ряда формаций даны в обобщенном виде, а для детально изученных указаны только главные. Несмотря на отмеченную разнохарактерность и недостаточность информации по фациям и рудоносности формаций, мы сочли целесообразным представить таблицу классификации в максимально полном объеме, который соответствует современному уровню изученности метасоматитов.

Несколько замечаний по отдельным метасоматическим формациям и их группам. К метасоматическим формациям, связанным с ультраосновным-основным магматизмом (см. табл. 2, А), отнесены контактово-реакционные метасоматиты, возникающие при взаимодействии ультраосновных и существенно алюмосиликатных пород. Известно, что значительная часть таких образований связана с проявлениями гранитоидного магматизма, она соответственно под названием «плагиоклазиты» представлена в классе метасоматитов, связанных с гранитоидами. Вместе с тем для некоторых обсуждаемых метасоматитов связь с гранитоидами не очевидна, они расположены в контакте гипербазитов с метаморфическими породами, и для образования присущих им метасоматических фаций не обязательно участие гидротермальных растворов «гранитоидного» генезиса.

В еще большей мере связь с гранитоидным магматизмом присуща тальк-карбонатным метасоматитам, характеризующимся отчетливо проявленными процессами выщелачивания. Однако нельзя отрицать связь некоторых образований этой формации (талькиты и тальк-магнетитовые породы в гипербазитах, на контакте с метаморфическими породами, в осадочных породах) с гидротермальным циклом ультраоснов-

ного-основного магматизма, поэтому они также представлены в группе метасоматических формаций гипербазит-базитового магматизма. В то же время листвениты, представляющие, как известно, апогипербазитовые березиты и отличающиеся парагенезисами с кварцем (показатель «уровня» кислотности растворов), несомненно, связаны с кислым магматизмом и представлены только в этом классе формаций.

Класс гранитоидных формаций (см. табл. 2, Б) разделен на три подкласса по условиям глубинности: малых (B_1), умеренных (B_2) и больших (B_3) глубин. Метасоматические формации малых глубин составляют небольшую, но характерную группу, связанную с вулканическими комплексами. Метасоматические процессы магматической стадии в этих условиях не прослежены; не ясно, можно ли четко выделить образования ранней послемагматической стадии.

Наибольшее разнообразие метасоматических формаций и их фациальных разновидностей связано с гранитоидным магматизмом умеренных глубин, создающим оптимальные условия образования различных гидротермальных месторождений. Особенно многообразны здесь метасоматиты кислотной стадии, включающие почти все главные типы окколорудных изменений. Отражая различный «уровень кислотности» и связь с различными типами гранитоидного магматизма, эти метасоматиты следует разделить на две серии (группы) формаций: а) повышенной кислотности: кварц-полевошпатовые метасоматиты — грейзены — вторичные кварциты — кварц-серицитовые метасоматиты; б) пониженной кислотности: кварц-амфибол-эпидот-полевошпатовые метасоматиты — пропилиты — кварц-турмалиновые метасоматиты — гумбенты и березиты. Такое разделение не исключает, конечно, возможности сочетания в отдельных рудных полях метасоматитов разных серий. Эти обычные сочетания отображены в табл. 2 частичным «перекрытием» формаций: кварц-полевошпатовые метасоматиты и амфибол-эпидот-полевошпатовые; пропилиты и вторичные кварциты; березиты в ряду повышенной кислотности. Вместе с тем в крайних проявлениях обособление метасоматитов в две серии выражается очень четко, а их последовательность отражает естественные соотношения по температурности, кислотности, времени и условиям образования в гидротермальном цикле.

Нетрудно предвидеть, что дальнейшее изучение природных сообществ метасоматитов, их геологического положения и связи с характером интрузивной деятельности приведет к выделению не двух, а нескольких серий, каждая из которых будет однозначно определяться генетическим типом магматизма.

Еще одно замечание относительно кварц-амфибол-эпидот-полевошпатовых метасоматитов и пропилитов. По условиям температуры, кислотности, активности вполне подвижных компонентов (прежде всего щелочей) эти формации имеют много общего. Однако распространение термина «пропилиты» на все метасоматические образования кварц-амфибол(хлорит)-эпидот-полевошпатового типа противоречило бы сложившимся представлениям о пропилитах как о метасоматически преобразованных вулканогенных породах. Поэтому наряду с пропилитами мы ввели формацию кварц-амфибол-эпидот-полевошпатовых метасоматитов. Строго говоря, для большинства условий этой зоны глубинности (кроме ее «верхних» горизонтов) пропилиты по существу представляют апоэффузивные фации кварц-амфибол(хлорит)-эпидот-полевошпатовых метасоматитов.

Среди метасоматических формаций зон большой глубинности (см. табл. 2, B_3) представлены только те, образование которых происходило в связи с процессами магматизма, присущего именно этим зонам ультраметаморфизма и гранитизации. Метасоматические формации, связанные с активизацией древних щитов и платформ, не сопровождавшейся

Таблица 2

Классификация главных метасоматических формаций

Зона глубинности	Стадия гидротермального цикла	Метасоматическая формация	Метасоматические фации			Оруденение формации				
			в зависимости от			сопряженные (сопутствующие) метасоматиты	одновременное	сопутствующее и сопряженное	наложенное	
			состава исходных пород	температуры	активности (a) в. п. к.					
Умеренных глубин	Магматическая	А. Формации, связанные с ультраосновным-основным магматизмом								
		Метасоматиты, связанные с габброизацией *	+			—	—	—	—	
		Магнезиальные скарны	—	Монтichelлит-шпинелевая Форстерит-диоксид-шпинелевая		Флогопит-серпентин-кальцитовые	(Fe **)	Fe ***; Fe, Cu		
	Послемагматическая	Ранняя	Оливиновые и пироксеновые метасоматиты		Оливиновая Пироксеновая			Cr (?) Fe, Pt (?)	—	
			Известковые скарны	Собственно скарнов Скарноидов	Волластонитовая Пироксен-гранатовая Пироксен-эпидотовая	Разнообразные в зависимости от a_{Fe}, a_{Mg}	Андрадитовые, Актинолит-эпидотовые	—	Fe; Fe, Cu; Fe, Cu, As	
			Автореакционные скарны		Пироксен-гранатовая		Актинолит-эпидотовые	—	Fe, (Cu)	
			Контактово-реакционные метасоматиты, связанные с гипербазитами		Пироксен-роговообманковая Амфиболовая	Разнообразные в зависимости от a_{Na}, a_K, a_{Ca}	Гистерогенные (актинолитовые, тальковые, серпентиновые и др.)	—	Различное неметаллическое	
			Амфибол-хлоритовые метасоматиты	+	Амфиболовая Хлоритовая			Fe, Ti, (V); Fe, (Ti), Cu; Ni, Cu, Pt		

Кислотного выщелачивания и сопряженного отложения	Серпентиниты		Антигоритовая Хризолитовая Лизардитовая				Неметаллическое (асбесты)	
	Тальк-карбонатные метасоматиты		Тремолитовая Бестремолитовая			Неметаллическое	Fe, Cu, Co (?)	
	Заключительная							

Б. Формации, связанные с гранитоидным магматизмом

Магматическая	—	—	—	—	—	—	—	—
Послемагматическая	Кислотного выщелачивания и сопряженного отложения	Ранняя						
		Пропилиты	+	Цеолитовая Альбит-хлоритовая	Ломонитовая Альбит-кальцитовая	Цеолитовые Гидрослюдистые	—	Ag, Au; Hg, Sb, As
		Вторичные кварциты	+	Диксит-диаспоровая Пиррофиллит-диаспоровая	Алунитовая Серицитовая	Дикситовые Гидрослюдистые Алунитовые Серицитовые	Al	Al; Au, Ag
	Кварц-адуляр-серицитовые метасоматиты	+			Серицитовые Гидрослюдистые Адуляровые	—	Ag, Au; Hg, Sb	

Таблица 2 (продолжение)

Зона глубинности	Стадия гидротермального цикла	Метасоматическая формация	Метасоматические фации				Оруденение формации		
			в зависимости от			сопряженные (сопутствующие) метасоматиты	одновременное	сопутствующее и сопряженное	наложенное
			состава исходных пород	температуры	активности (a) в. п. к.				
Малых глубин (B ₁)	Послемагматическая Кислотного выщелачивания и сопряженного отложения	Аргиллизиты	Каолинитовая (по кремнекислым породам) Монтмориллонитовая (по основным породам)			Гидрослюдистые Каолинитовые Монтмориллонитовые	—	S; Fe; Hg; Ag, Au; Fe	—
	Заклю-чительная	Не изучена							
Магматическая		Метасоматиты, связанные с гранитизацией (магматическим замещением)	+		Разнообразные в зависимости от a _{Na} , a _K , pH	—	—	—	—
		Магнезиальные скарны	—	Монтichelлит-шпинелевая Диопсид-форстерит-шпинелевая		Флогопит-серпентин-кальцитовые	(Fe)	Fe; B; Fe, Cu, Zn	B; Pb, Zn, Cu; W, Mo; Sn; Be
		Щелочные метасоматиты	Эндоконтактовая (апогранитовидная) Экзоконтактовая?		Разнообразные в зависимости от a _K , a _{Na} , a _{Li} , a _F , a _B		Li, Ta, (Be), Nb, Zr		

Зона глубинности	Стадия гидротермального цикла	Метасоматическая формация	Метасоматические фации				Оруденение формации		
			состава исходных пород	температуры	активности (a) в. п. к.	сопряженные (сопутствующие) метасоматиты	одновременное	сопутствующее и сопряженное	наложенное
Умеренных глубин (B ₂)	Ранняя	Магнезиальные метасоматиты		Амфиболовая Биотитовая		—	—	—	—
		Плагиоклазиты (реакционные метасоматиты в контактах с гипербазитами)		Пироксен-роговообманковая Амфиболовая Тальк-карбонатная	Разнообразные в зависимости от a _K , a _{Na} , a _{Ca}	Актинолитовые Слюдистые Тальковые Карбонатные		Различное неметаллическое	
		Известковые скарны	Собственно скарнов Скарноидов Контактово-инфильтрационных эндо- и экзоскарнов	Волластонитовая Пироксен-гранатовая Пироксен-эпидотовая	Пироксен-плагиоклазовая Пироксен-скаполитовая Ортоклаз-гранатовая Другие фации в зависимости от a _K , a _{Na} , a _{Fe} , pH	Амфибол-(эпидот)-альбит-хлорит-(ортоклаз)-кальцитовые		Fe; Fe, Cu; Cu; Fe, As, Co	Sn, W; W, Mo; Pb, Zn; Cu, Pb, Zn; Cu, Au, Ag
	Кислотного выщелачивания и сопряженного отложения	Кварц-полевошпатовые метасоматиты ****	+		Кварц-калишпатовая Кварц-альбитовая	Калишпатовые Альбитовые Мусковитовые	Sn, W; W, Mo; (Sn), W, Cu, Zn	Sn; W; W, Mo; W, Mo, Cu	
		Кварц-амфибол (хлорит)-эпидот-полевошпатовые метасоматиты	+	Актинолит-эпидотовая Хлорит-эпидотовая	Кварц-ортоклазовая Кварц-альбитовая	Эпидот-хлорит-кальцитовые	Fe, Cu; Zn, Pb, Cu	(Zn, Pb, Cu)	
		Грейзены	+		Разнообразные в зависимости от a _F , a _B , a _K , a _{Na} , a _{Rb} , a _{Cs} , a _{Li}	Калишпатовые Слюдистые	Be, W; Be; W, Zn, Cu	Sn; Sn, W; Be; Be, W, Mo, Cu; Li; Cs; TR	
	Пропилиты		Актинолит-эпидотовая Хлорит-эпидотовая	Кварц-ортоклазовая Кварц-альбитовая	Эпидот-хлорит-кальцитовые Адуляровые Цеолит-карбонатные	Zn, Pb, Cu	Cu, (Zn), Pb, Ag; Pb, Ag		

Таблица 2 (продолжение)

Зона глубинности	Стадия гидротермального цикла	Метасоматическая формация	Метасоматические фации				Оруденение формации				
			в зависимости от			сопряженные (сопутствующие) метасоматиты	одновременное	сопутствующее и сопряженное	наложенное		
			состава исходных пород	температуры	активности (a) в. п. к.						
Умеренных глубин (B ₂)	Послемагматическая	Кислотного выщелачивания и сопряженного отложения	Вторичные кварциты	+	Андалузитовая Диаспоровая	Алунитовая Серицитовая Дюмортьеритовая Турмалиновая	Корунд-андалузитовые Алунит-гематитовые Алунит-диаспоровые Диккитовые	Al, различное неметаллическое	Al; Mo, Cu; Cu, As; Cu, Pb, Zn, Ag; Au; различное неметаллическое	—	
			Кварц-турмалиновые метасоматиты		Турмалин-(актинолит)-хлоритовая Турмалин-серицитовая Кальциево-боросиликатная	Актинолитовая Хлоритовая		Турмалиновые Турмалин-эпидот-карбонатные Турмалин-серицитовые	В	Mo, Cu; Au, As, Bi; Sn, Cu, Pb	
			Кварц-серицитовые метасоматиты					Серицитовые Хлоритовые	Cu, Au, Pb; Ag, Au	Mo, Cu; Pb, Ag, Au	
			Гумбеиты							W; Pb, Zn, Cu	
			Березиты		Березитовая Лиственитовая Анкеритовая			Серицитовые Карбонатные Хлоритовые	Cu, Zn, Pb, Au, (Ag)	Au; As, Au; Zn, Pb, Sb; Zn, Cu, Pb, Ag; U; Co, Ni, Bi, Ag, U	

Больших глубин (B ₃)	Заключительная	Аргиллизиты	Глинисто-кварцевая Глинисто-карбонатная Кварц-карбонатная	Каолинитовая Монтмориллонитовая Гидрослюдистая		Гидрослюдистые Шамозитовые (хлоритовые) Карбонатные Альбитовые		Au, Ag; U; Hg, As; Pb, Zn; Sb; Cu; W, Au		
		Карбонат-ортоклазовые метасоматиты	Кварц-ортоклазовая Доломит-ортоклазовая			Доломитовые Кварцевые	—	Au, U		
		Эйситы	Альбитовая Кварц-альбитовая Кальцитовая Кальцит-апатитовая	Альбит-кальцитовая Альбит-хлоритовая	Альбит-анкеритовая Альбит-хлоритовая Альбит-апатитовая	Анкеритовые Хлоритовые Кварцевые		U; U, P; U, (Mo), (Zr)		
	Магматическая	Метасоматиты, связанные с гранитизацией (анатексисом и магматическим замещением)	+		Разнообразные в зависимости от a _{Na} , a _K , a _{H₂O} , pH	Кварц-полевошпатовые	—			
		Магнезиальные скарны	—		Форстерит-диопсид-шпинелевая Энстатит-шпинелевая	Гуммитовые Флогопит-серицит-кальцитовые	(Fe)	Флогопит; В; В, Fe; Fe; Fe, Cu; Fe, Zn		
	Послемагматическая	Ранняя	Щелочные метасоматиты	+		Калиевых метасоматитов Натриевых метасоматитов	Карбонатные		Be; U, Th, TR	
			Магнезиальные скарны		Биметасоматическая Контактово-инфильтрационных эндо- и экзоскарнов		Фельдшпатоидная Флогопитовая Паргасятовая	Флогопит-кальцитовые Серпентин-кальцитовые	Лазурит	Флогопит

Таблица 2 (продолжение)

Зона глубинности	Стадия гидротермального цикла	Метасоматическая формация	Метасоматические фации				Оруденение формации		
			в зависимости от			сопряженные (сопутствующие) метасоматиты	одновременное	сопутствующее и сопряженное	наложенное
			состава исходных пород	температуры	активности (a) в. п. к.				
Больших глубин (Б ₃)	Послемагматическая	Кварц-полевошпатовые метасоматиты			Кварц-альбит-микроклиновья	Микроклиновые Альбититовые		Nb, Ta	
		Кварц-кианит-(силлиманит)-мусковитовые метасоматиты	Кварц-кианит (силлиманит)-мусковитовая (по кремнистым породам) Кварц-эпидот-мусковит-альбитовая (по основным породам)	Силлиманитовая Кианитовая Мусковитовая	Разнообразные в зависимости от a_{Na} , a_K	Мусковитовые	Al	Мусковит	
	Заключительная	Не изучена							

В. Формации, связанные со щелочным магматизмом

глубин	Магматическая							
		Метасоматиты, связанные с «сиенитизацией» (магматическим замещением)	Фениты (апоалюмосиликатные) Апобазитовая					
	Магнезиальные скарны	—	Монтичеллит-шпинелевая Форстерит-диопсид-шпинелевая		Флогопит-серпентин-кальцитовые	(Fe)	Fe; Fe, Cu	

1642-1

Умеренных (и больших)	Послемагматическая									
		Ранняя	Щелочные метасоматиты	+		Нефелиновая Микроклиновья Альбитовая	Карбонатные	Nb, Ta; Zr; Th	Nb, Ta	—
			Известковые скарны	Скарнов Скарноидов	Волластонитовая Пироксен-гранатовая Пироксен-эпидотовая	Разнообразные в зависимости от a_{Na} , a_K , a_{Fe} , pH	Андрадитовые Амфибол (эпидот)-альбит-хлорит-кальцитовые	— —	Fe; Fe, Cu; Be (?)	
		Кислотного выщелачивания и сопряженного отложения	Слюдисто-карбонатные метасоматиты	+				Nb, Ta, TR; Zr, TR		
Заключительная	Кальцит-цеолитовая									

Г. Формации, связанные с ультраосновным-щелочным магматизмом

Умеренных глубин	Магматическая							
		Метасоматиты, связанные с «ийолитизацией» (магматическим замещением) Магнезиальные скарны	Фениты (апогнейсовая) Апогипербазитовая					

Таблица 2 (окончание)

Зона глубинности	Стадия гидротермального цикла	Метасоматическая формация	Метасоматические фации				Оруденение формации			
			в зависимости от			сопряженные (сопутствующие) метасоматиты	одновременное	сопутствующее и сопряженное	наложенное	
			состава исходных пород	температуры	активности (a) в. п. к.					
Умеренных глубин	Ранняя	Нефелиновые метасоматиты					(Al)			
		Автореакционные скарны	+	Монтичеллит-меллилитовая Пироксеновая		Тремолитовые Флогопитовые	—	Флогопит	—	
		Флогопитовые метасоматиты				Карбонатные	Флогопит			
		Камафориты	+			Карбонатные	Fe, P	Nb, Ta, Zr, (U)		
	Послемагматическая	Кислоного выщелачивания и сопряженного отложения	Карбонатиты	+	Кальцитовая Кальцит-доломитовая Доломит-анкеритовая			Nb, Ta, (U), Th, Zr; Nb, Tr, Th		
		Заклочительная	Эпидот-альбит-кальцитовые метасоматиты							

* Знак + означает, что метасоматиты развиваются по породам любого состава с образованием соответствующих фаций; знак — означает отсутствие фаций метасоматитов или оруденения соответствующего типа; пустые клетки означают, что для выделения соответствующих фаций и оруденения данных недостаточно.

** В скобках указаны элементы, концентрация которых ниже промышленных значений.

*** Точкой с запятой отделены элементы, свойственные различным рудным формациям; запятой разделены элементы, характерные для одной рудной формации.

**** Слева формации, связанные с магмами гранитного состава, справа — гранодиоритового и граносиенитового состава.

интенсивной гранитизацией и ультраметаморфизмом, отнесены к предыдущей группе метасоматитов.

В группе формаций, связанных со щелочным магматизмом (см. табл. 2, В), представлены метасоматиты линии недосыщенных кремнеземом нефелин-сиенитовых магм, характеризующихся отсутствием кварцсодержащих парагенезисов в стадию кислотного выщелачивания. Последние появляются в связи со щелочными породами гранитоидной линии, образование которых обычно происходит не из первично-щелочных магм, а из возникающих в результате взаимодействия гранитоидных магм с некоторыми вмещающими породами (явления повышения щелочности при магматическом замещении). Выше уже подчеркивалось, что группа щелочных магматических пород гетерогенна и в дальнейшем необходимо подразделение метасоматических формаций этого класса по различным однородным генетическим сериям.

Последний класс объединяет метасоматиты, сопровождающие формирование ультраосновных-щелочных массивов. Это весьма специфическая группа метасоматических формаций, характеризующихся значительным разнообразием парагенезисов. В табл. 2 указаны только главные фации в связи с тем, что генетическая позиция некоторой части образований остается дискуссионной. Например, существует мнение о магматической природе самых ранних карбонатитов. В таком случае часть фаций известковых скарнов (обозначенных как автореакционные) уместно рассматривать как метасоматиты стадии магматического замещения карбонатитами. Вопросы эти требуют дальнейшего изучения и углубленного анализа.

В заключение подчеркнем еще раз, что представленная схема классификации метасоматических формаций, отражающая современное состояние проблемы, нацелена на дальнейшее исследование метасоматитов и их рудоносности. Наиболее актуальными представляются две задачи. Это, во-первых, выявление и углубленное изучение серий метасоматических формаций, характерных для определенных, генетически индивидуализированных магматических комплексов, и, во-вторых, детальное исследование рудоносности метасоматических формаций, уточнение специфики рудоносности, присущей различным фациям метасоматитов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Билибин Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. Госгеолтехиздат, 1955.
2. Жариков В. А. Опыт классификации метасоматических образований на примере скарновых полей Западного Карамазара.— Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1956, 85, № 3, с. 344—358.
3. Жариков В. А. Геология и метасоматические явления скарново-полиметаллических месторождений Западного Карамазара.— Тр. Ин-та геол. рудн. месторожд. петрогр., минералогии и геохимии АН СССР, 1959, вып. 14, с. 371.
4. Жариков В. А. Некоторые закономерности метасоматических процессов.— В кн.: Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании. М., «Недра», 1966.
5. Жариков В. А. Парагенезис минералов, фации и формации.— Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1968, вып. 4, ч. 97, с. 510—514.
6. Жариков В. А., Омеляненко Б. И. Некоторые проблемы изучения изменений вмещающих пород в связи с металлогеническими исследованиями.— В кн.: Изучение закономерностей размещения минерализации при металлогенических исследованиях. М., «Недра», 1965, с. 119—194.
7. Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов.— В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1953, с. 333—456.
8. Коржинский Д. С. Режим кислотности послемагматических растворов.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1957, № 12, с. 3—12.
9. Магакьян И. Г. Основы металлогении материков. Изд-во АН АрмССР, 1959.
10. Омеляненко Б. И. О критериях формационной самостоятельности и классификации метасоматитов.— Геол. рудн. месторожд., 1975, 17, № 3, с. 34—43.

11. Плещев Е. В., Ушаков О. П. Структурно-вещественный принцип классификации метасоматитов.— Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1972, ч. 101, вып. 2, с. 190—203.
12. Плещев Е. В., Ушаков О. П. Формационный анализ метасоматитов на основе концепции об уровнях организации вещества.— В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М., «Недра», 1975, с. 24—33.
13. Рундквист Д. В., Павлова И. Г. Опыт выделения формаций гидротермально-метасоматических пород.— Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1974, ч. 103, вып. 3, с. 289—304.
14. Семенов А. И., Серпухов В. И. Общие принципы регионального металлогенического анализа.— В кн.: Общие принципы регионального металлогенического анализа и методика составления металлогенических карт для складчатых областей. Госгеолтехиздат, 1957.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ПРОЯВЛЕНИЯ И РУДОНОСНОСТЬ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ

Е. В. Плещев

При составлении серии карт, отображающих региональное распространение различных эпигенетических минеральных ассоциаций в разнообразных геологических условиях, был получен принципиально новый фактический материал, позволяющий дополнить наши представления по геологическим проблемам метасоматизма.

Региональные метасоматические формации. Установлено, что гидротермально-метасоматическое преобразование пород не ограничивается околотрещинным пространством, а охватывает крупные блоки подвижных областей. В этих блоках неизменные породы встречаются столь же редко, как и полно проявленные метасоматиты. Резко преобладают породы, в которых фиксируется 5—15% новообразованных минералов. Несмотря на прерывистое, вуалевое распространение этих новообразований в их составе могут быть выделены статистически устойчивые минеральные парагенезисы с однородными структурными соотношениями (эпипороды); могут быть оконтурены зоны распространения этих парагенезисов в геологическом пространстве; эти зоны (в объемном выражении — тела) могут быть изучены в аспекте пространственно-временных взаимоотношений между собой, а также с вмещающими геологическими формациями и с включенными в них локальными метасоматическими телами.

Соотношения локальных метасоматических тел с обширными зонами слабо проявленных изменений во многих случаях тождественны соотношению «внутренних и внешних зон» околотрещинных метасоматических изменений [3] и могут быть описаны терминами: «пропилит» — «пропилитизированная порода», «грейзен» — «грейзенизированная порода» и т. п. В данном случае и далее мы употребляем названия «пропилит», «грейзен» и т. п. в их первоначальном смысле для обозначения породы с определенным набором минералов и характерной петрографической структурой.

Зоны слабо проявленных изменений охватывают площади в единицы, десятки и даже сотни квадратных километров, распространяясь в глубину литосферы на сотни и тысячи метров. В их пределах тела однофациальных полно проявленных метасоматитов измеряются единицами, десятками, реже сотнями метров в каждом измерении, т. е. в объемном выражении характеризуются величинами, на 4—6 порядков меньшими, чем внешние зоны. При этом степень замещения исходных пород у срав-

живаемых образований отличается в лучшем случае на один порядок, что не может компенсировать разницу размеров. Таким образом, масштаб гидротермально-метасоматического процесса формирования внешних зон гораздо значительнее процесса образования локальных метасоматических тел. Очевидно, что изучение метасоматизма, ограниченное околорудным или околотрещинным пространством, оказывается далеко не полным. Собственно геологические масштабы метасоматизма — процесса, равноправного осадконакоплению, магматизму и метаморфизму, как неоднократно подчеркивал Ю. В. Казицын [5], устанавливаются при картировании слабо проявленных, но широко распространенных внешних зон гидротермально-метасоматических изменений.

Изучение таких зон в разнообразных геологических ситуациях позволило установить некоторые наиболее общие закономерности их пространственных и возрастных сочетаний, в первую очередь выявить региональную метасоматическую зональность. В региональной зональности выделяются центральные и периферические зоны, которые не следует смешивать с внутренними и внешними, упомянутыми выше.

В качестве центральных зон устанавливаются грейзенизированные, березитизированные, аргиллизированные породы, породы с проявлениями альбититовых, вторично-кварцитовых и некоторых других парагенезисов. Здесь же встречаются локальные тела соответствующих метасоматитов. Периферические зоны, окружающие (часто «подстилающие») центральные, представлены породами со своеобразными эпигенетическими минеральными парагенезисами. В первую очередь это различные эпидотсодержащие пропилитовые ассоциации: хлорит-эпидотовая, актинолит-эпидотовая, калишпат-эпидотовая, альбит-эпидотовая и т. п. с гидротермально-метасоматическими, а не метаморфическими формами выделения. Кроме пропилитизированных пород, региональные масштабы проявления которых известны уже давно [6], для периферических зон весьма характерны кварц-калишпатовые и кварц-альбит-калишпатовые парагенезисы, которые в зависимости от состава, форм выделения и соотношения минеральных новообразований получили названия «калишпатофилов» [20], «фельдшпатолитов» [16] и др.

Анализ реакций замещения и химизма преобразования пород при развитии пропилитовых парагенезисов указывает на субщелочной железо-магний-кальциевый метасоматоз. Развитие калишпатофировых, фельдшпатолитовых и подобных ассоциаций соответствует щелочному существенно калиевому или калий-натриевому метасоматозу. Для центральных зон типично проявление кислотного выщелачивания или, по крайней мере, более кислотных фаций метасоматоза по сравнению с периферическими зонами. Таким образом, закономерность пространственного сочетания центральных и периферических зон подчинена щелочно-кислотной эволюции гидротермальных растворов, сопровождающей их просачивание в толще литосферы.

Вторая закономерность сочетания региональных метасоматических зон, упорядочивающая их в возрастном отношении, подчинена общей регрессивной направленности гидротермально-метасоматического процесса. Закономерная возрастная последовательность зон направлена от зон более высокотемпературного к зонам более низкотемпературного минералообразования.

Третья закономерность выражается в меньшем, хотя и соразмерном объеме центральных зон по сравнению с периферическими, что, видимо, также является общей закономерностью гидротермального минералообразования [7].

Статистически устойчивые сочетания центральных и периферических зон (в объемном выражении — тел), пространственно, стадийно и объемно упорядоченные отмеченными закономерностями, могут рассматриваться в качестве региональных метасоматических формаций [12].

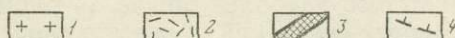
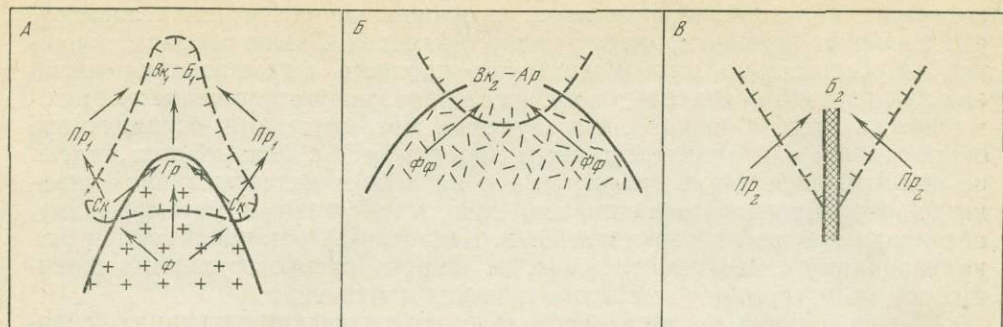


Схема структурных отношений гидротермально-метасоматических пород в региональных метасоматических формациях

А — глубинные многочленные формации; Б — приповерхностные формации; В — малоглубинные формации; 1 — интрузивы; 2 — вулканические структуры; 3 — термальные гидродинамические системы, разгружающиеся в пронцаемых зонах; 4 — контуры центральных зон

Подобным образом выделенные формации представляют собой целостные геологические объекты надпородного уровня сложности, охватывающие взаимосвязанную систему метасоматических образований в полном объеме своего проявления. Это соответствует существованию формационных подразделений, выделяемых в других разделах геологии [2].

Геологические типы региональных метасоматических формаций. На основании результатов картирования слабо проявленных метасоматических образований в палеозойских подвижных областях Казахстана (В. Н. Копылов, В. А. Михайлов, Е. В. Плюшев, О. П. Ушаков, В. В. Шатов и др.) с учетом имеющихся литературных данных можно наметить три обобщенных геологических типа региональных гидротермально-метасоматических формаций. Формации каждого типа отличаются внутренним строением, соотношением с замещаемыми образованиями и в целом — условиями формирования.

1. *Относительно глубинные многочисленные метасоматические формации в связи с близкими по возрасту интрузивными телами.* Схематическое изображение структуры таких формаций приведено на рисунке (А). Для формации рассматриваемого типа характерны разнофациальные периферические зоны, представленные фельдшпатолитами (Ф) в глубинных частях интрузивных массивов и пропилитами (Пр) во вмещающих породах. При этом пропилиты несут признаки формирования в термоградиентном поле. В зонах пропилитов иногда отмечаются мелкие тела скарнов (Ск) преимущественно эпидот-гранат-пироксенового состава, которые тяготеют к границе периферических зон с центральными. Центральные зоны представлены грейзенизированными породами (Гр) в купольных частях массивов и березитовыми (Б₁) или вторично-кварцитовыми (Вк₁) парагенезисами, развитыми преимущественно в надинтрузивных участках.

Перечисленная совокупность метасоматических образований во всех элементах имеет неразрывную связь с конкретным интрузивным массивом и весьма характерные пространственно-возрастные взаимоотношения. Многими исследователями [1, 17] доказано, что проявления ранней калишпатизации и альбитизации (фельдшпатолитизация) расположены ниже зоны грейзенизации и завершают формирование раньше грейзенов. Скарновые парагенезисы обособлены в контактовых частях массива и обычно древнее грейзенов [18]. Соотношения вторичных кварцитов и

березитов с пропилитами тоже вполне определенные. Кислотные парагенезисы разрастаются, замещая пропилитовые зоны, хотя и формируются одновременно в смежных зонах метасоматоза [7]. Их неразрывная связь подчеркивалась многими исследователями, в частности Т. Г. Радоновой и И. А. Велиновым [13]. Пропилиты окружают березитовые и вторично-кварцитовые зоны и «подстилают» их. Возрастные соотношения грейзенов и пропицитов наблюдаются реже, но в Чатыркульском, Кылчинском, Кызылтауском массивах Центрального и Южного Казахстана пропилитовые парагенезисы моложе грейзеновых.

Таким образом, показав (см. рисунок, А) стрелками последовательность минеральных парагенезисов, а наклоном векторов — их пространственные соотношения, можно схематично представить структуру совокупности рассмотренных метасоматических образований, причинно связанных со становлением интрузивных массивов. Такие совокупности рассматриваются нами в ранге региональных метасоматических формаций с полифациальными периферическими и центральными зонами.

Статистическая устойчивость отмеченных сочетаний гидротермально-измененных пород подтверждается наблюдениями в районах разновозрастных интрузивов, принадлежащих различным магматическим формациям существенно разного состава. Для гранитоидов (от щелочных гранитов до гранодиоритов) устойчив даже состав метасоматических зон. При изменении диоритов, монцонитов и габбро проявляется своеобразие метасоматитов, резко меняются количественные соотношения парагенезисов, но упорядоченность зон также сохраняется.

2. *Приповерхностные и малоглубинные метасоматические формации в связи с близкими по возрасту субаэральными вулканическими структурами* (см. рисунок, Б). Свообразные метасоматические проявления кварц-калишпатового состава с псевдомагматогенным обликом выделения (бластопойкилитовые, бластогранофировые, бластосферолитовые и другие структуры), развитые преимущественно в вулканогенных, реже терригенных породах, подробно описал О. П. Ушаков [20]. Они были названы калишпатофирами (Кф), а в случае метасоматического проявления двух полевых шпатов (кварц-альбит-калишпатовая ассоциация) могут именоваться фельдшпатофирами (Фф). В ходе картирования установлено ареальное распространение отмеченных гидротермально-метасоматических парагенезисов, охватывающих крупные вулканические структуры кальдерного типа на площадях в сотни квадратных километров.

Кварц-полевошпатовые парагенезисы по времени образования близки к самым молодым и наиболее кислым вулканитам соответствующей формации. На отдельных, максимально проницаемых, обычно тектонически нарушенных участках на кварц-калишпатовые и кварц-альбит-калишпатовые парагенезисы накладываются кварц-светлослюдистые образования вторично-кварцитового ($Bк_2$) или аргиллизитового (Ар) облика. Местами формируются полно проявленные метасоматические тела вторичных кварцитов, нередко с алунином, встречаются аргиллизиты. Эпидотсодержащие парагенезисы в данной ассоциации метасоматических образований отсутствуют или резко подавлены.

Сочетание калишпатофиров и фельдшпатофиров с отмеченными кварц-светлослюдистыми образованиями отличается большой статистической устойчивостью. Оно зафиксировано в девонском и верхнепалеозойском вулканогенных поясах Казахстана; характерно для меловых вулканитов востока СССР; обнаружено в палеогеновых эффузивах, наложенных на Рило-Родопский срединный массив (НРБ). Показательно, что во всех случаях метасоматиты имеют сходную металлогеническую специализацию и отвечают одной и той же стадии геотектонического развития.

3. Малоглубинные метасоматические формации в связи с термальными гидродинамическими системами, разгружающимися в зонах разломов или в других проницаемых структурах (см. рисунок, В). У этих формаций видимая связь с магматизмом не устанавливается. Периферическими являются обширные зоны пропилитизации, имеющие приразломный характер развития. Они вытягиваются в виде лент шириной до десяти и более километров вдоль наиболее крупных разломов, разграничивающих блоки с разной историей геологического развития. Характерна приуроченность к разломам, ограничивающим поднятия, инъецированные гранитоидными интрузиями, от молассоидных прогибов и сводовых зон с наложенными субплатформенными впадинами. В пределах пропилитовых зон вдоль наиболее проницаемых, часто поперечных структур расположены участки березитизации.

В данном случае имеются в виду березиты (B_2), подробно описанные Б. И. Омеляненко [8], характеризующиеся более низкотемпературными парагенезисами по сравнению с березитами (B_1), упомянутыми выше, которые в большей степени соответствуют описанным Ю. В. Казициным [4].

Рассматриваемые березиты (B_2) на контакте периферических и центральных зон накладываются на пропилиты, что, возможно, объясняется характерным для гидротермально-метасоматического процесса разрастанием внутренних зон за счет внешних. По геологическим данным, березиты и пропилиты данной формации почти одновременны и отвечают периоду заложения субплатформенных впадин по периферии глыбовых поднятий после формирования моласс в стабильных тектонических условиях. Амагматичность этого периода в сводово-глыбовых областях ярко выражена, но не менее четко проявлена и металлогеническая специализация. В это время в субмаринных условиях формируются полиметаллические и железо-марганцевые, а в субаэральных — уран-молибденовые, золотые и некоторые другие месторождения.

Перечисленные типы региональных метасоматических формаций не исчерпывают все возможные геологические условия проявления гидротермальной деятельности. Кроме того, определенные сочетания эпигенетических образований могут возникнуть в связи с деятельностью напорных и других эндогенных гидродинамических систем. Приведенный перечень следует рассматривать как некоторые наиболее изученные примеры геологических условий проявления региональных метасоматических формаций.

Рудные формации. Региональные метасоматические формации служат связующим звеном между корообразующими осадочными и магматическими формациями, с одной стороны, и аксессуарными рудными формациями — с другой. Это положение, не столь важное для месторождений, локализованных вблизи или внутри материнской интрузии, приобретает особое значение для низкотемпературных, в частности для так называемых телетермальных месторождений. Региональные метасоматические формации позволяют проследить весь путь миграции рудных компонентов от источника извлечения до места отложения [11, 21]. При этом соотношения рудной формации с рудоносной региональной метасоматической вполне закономерны. Центральные зоны региональных метасоматических формаций являются внешними зонами околорудных метасоматитов, которые далее сменяются оруденелыми метасоматитами той же фациальной принадлежности или жилами выполнения с рудной минерализацией.

Формационный уровень сложности в данном случае определяется двумя дополнительными обстоятельствами: развитием нового структурного элемента — «концентрационной зональности», предопределяющей появление относительно редких рудных минералов в «породообразующих количествах» [11]; появлением дополнительных, так называемых рудосопровождающих и пострудных минеральных парагенезисов.

Такое понимание рудных формаций сближает их с метасоматическими формациями, классификацию которых развивает Б. И. Омеляненко [9], тождественно определению В. И. Рехарского [14] для «гидротермально-метасоматических формаций рудных месторождений» и имеет много общего с представлениями о формациях «гидротермально-метасоматических пород» Д. В. Рундквиста и И. Г. Павловой [16]. В отличие от формаций перечисленных авторов рассмотренные нами региональные метасоматические формации отвечают «группе сопряженных метасоматических формаций» Б. И. Омеляненко [9] и по существу тождественны «комплементарным системам» В. А. Рудника [15].

Таким образом, рудные формации рассматриваются как закономерные включения в рудоносные региональные метасоматические формации, которые в свою очередь замещают осадочные и магматические коробразующие формации, являющиеся одним из главных источников рудных элементов при гидротермальном оруденении [19].

Метасоматические образования, объединенные в естественные совокупности путем включения в рассмотрение зон слабо проявленных изменений, слагают целостные глубоко упорядоченные природные тела, замещающие пространство, выполненное ранее осадочными и магматическими формациями. Несмотря на то, что эти природные тела отличаются в общем случае весьма малой плотностью определяющего вещества (в среднем 5—15% объема) и не могут быть оценены как единое целое без специального картирования, их существование вполне правдоподобно.

Визуально наблюдаются лишь «сгустки» вещества этих тел, представляющие собой локальные метасоматиты или жилы выполнения. Последние отличаются от включающих их внешних зон только количественно, являясь производными проницаемости или «податливости к замещению» вмещающих пород. Возникновение этих «сгустков», т. е. полно проявленных метасоматитов, на изучении которых до сих пор было сосредоточено внимание исследователей, является незначительной составной частью грандиозного процесса преобразования коробразующих геологических формаций в региональные метасоматические формации.

Полно проявленные метасоматиты хотя и являются достоверными поисковыми признаками гидротермального оруденения, но весьма локальны и трудны для обнаружения. Важно подчеркнуть, что полно проявленные метасоматиты не обязательны для развития рудоконцентрирующего процесса. Зоны окolorудных изменений иногда неотличимы от внешних зон слабой метасоматической проработки, но наличие последних — обязательное следствие гидротермального процесса.

Региональные метасоматические формации в рассмотренном объеме выделения вполне соразмерны с геологическими формациями других классов как по объему понятия, так и по физическим объемам. Последнее немаловажное обстоятельство позволяет с большой надежностью выяснить геологические условия конкретного проявления метасоматизма во времени, пространстве и в генетическом отношении. Очевидно, что решить эти вопросы для локального метасоматического тела, контактирующего часто с одной разновидностью вмещающих пород, практически невозможно.

Намеченные в самом общем виде геологические условия возникновения и развития региональных метасоматических формаций различных типов при изучении конкретных регионов приобретают важное практическое значение.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Беус А. А.* О метасоматической зональности месторождений альбититовой формации.— В кн.: Материалы ко II Конференции по околорудному метасоматизму. Л., 1966, с. 186—187.
2. *Драгунов В. И.* Учение о формациях.— Тр. ВСЕГЕИ, 1971, 177.
3. *Жариков В. А., Омеляненко Б. И.* Некоторые проблемы изменений вмещающих пород в связи с металлогеническими исследованиями.— В кн.: Изучение закономерностей размещения минерализации при металлогенических исследованиях рудных районов. «Недра», 1966.
4. *Казыцын Ю. В.* О необходимости выделения осталитов — новой формации околорудных метасоматитов.— В кн.: Проблемы метасоматизма. «Недра», 1970.
5. *Казыцын Ю. В.* Метасоматизм гидротермальных месторождений. Л., «Недра», 1972.
6. *Коржинский Д. С.* Очерк метасоматических процессов.— В кн.: Основные проблемы в учении о магматических рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1955.
7. *Наковник Н. И.* Вторичные кварциты СССР. «Недра», 1968.
8. *Омеляненко Б. И.* Околорудные изменения вмещающих пород на гидротермальных урановых месторождениях.— В кн.: Геология гидротермальных урановых месторождений. М., «Наука», 1966.
9. *Омеляненко Б. И.* Классификация метасоматических пород на формационной основе.— В кн.: Метасоматизм и рудообразование. Л., 1976.
10. *Плющев Е. В.* Уран и торий при гидротермальном метаморфизме пород.— В кн.: Радиоактивные элементы в горных породах. Новосибирск, «Наука», 1975.
11. *Плющев Е. В., Калинин Л. И.* Геохимический аспект минералообразования.— Тр. ВСЕГЕИ, 1975, 241.
12. *Плющев Е. В., Ушаков О. П.* Формационный анализ эпипород на основе концепции об уровнях организации вещества.— В кн.: Метасоматизм и рудообразование. Л., «Недра», 1975.
13. *Радонова Т. Г., Велинов И. А.* Взаимоотношение пропилитов и вторичных кварцитов с оруденением Центрального и Западного Среднегорья (Болгария).— В кн.: Метасоматизм и рудообразование. «Наука», 1974.
14. *Рехарский В. И.* Гидротермально-метасоматические формации рудных месторождений.— В кн.: Метасоматизм и рудообразование. Л., 1976.
15. *Рудник В. А.* Гранитообразование и формирование земной коры в докембрии. Л., «Недра», 1975.
16. *Рундквист Д. В., Павлова И. Г.* Опыт выделения формаций гидротермально-метасоматических пород.— Зап. Всесоюз. минералог. о-ва, 1974, ч. 103, вып. 3.
17. *Рундквист Д. В., Денисенко В. К., Павлова И. Г.* Грейзеновые месторождения. «Недра», 1971.
18. *Соколов Г. А., Комаров П. В.* О связи грейзенов и их оруденения со скарнами.— В кн.: Эндогенные рудные месторождения. «Наука», 1968.
19. *Тузаринов А. И.* О причинах формирования рудных провинций.— В кн.: Химия земной коры. Т. I. Изд-во АН СССР, 1963.
20. *Ушаков О. П.* К вопросу о происхождении калиевых пород эффузивного облика (калишпатофиров) на примере Центрального Казахстана.— Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1972, ч. 101, вып. 1.
21. *Шатов В. В.* К вопросу об источнике рудного вещества редкометалло-полиметаллических месторождений.— Зап. Всес. минерал. о-ва, 1976, ч. 105, вып. 6.

ЗОНАЛЬНОСТЬ И КОМПЛЕМЕНТАРНОСТЬ ПРОДУКТОВ МЕТАСОМАТИЗМА КАК ОСНОВА ИХ ФОРМАЦИОННОГО АНАЛИЗА

Г. М. Беляев, В. А. Рудник

В строении гранитно-метаморфического слоя земной коры выделяется ряд разноглубинных зон, характеризующихся определенными сочетаниями метаморфических, ультраметаморфических и метасоматических образований [18]. Применительно к метасоматическим образованиям эта региональная зональность нашла выражение в формировании формационно-генетических рядов метасоматических пород и их структурно-формационных ассоциаций (семейств).

Формационно-генетический ряд кварц-полевошпатовых метасоматитов — совокупность формаций, образованных генетически родственными метасоматическими породами с типоморфным парагенезисом¹ $\pm Kв \pm Kпш_{0-35} \pm Пл_{0-10} \pm (Пл_{5-50})$, из которого всегда присутствует, по крайней мере, один минерал. Образуется подобный ряд в результате единого петрогенетического процесса при отсутствии плавления, вполне подвижном поведении, различной относительной активности щелочей и дифференциальной подвижности других петрогенных химических компонентов в широком диапазоне давлений и температур минералообразующих растворов [4, т. 2, с. 373]. Структурно-формационная ассоциация (семейство) кварц-полевошпатовых метасоматитов — совокупность формации кварц-полевошпатовых метасоматитов, обладающих однотипным характером распределения в пространстве [4, т. 2, с. 284].

Использование понятий, отражающих указанные образования, в практике геологических исследований позволяет дать более глубокий анализ пространственных взаимоотношений разнотипных метасоматитов на формационном уровне, уточнить объем конкретных метасоматических формаций и их геологические и петрологические границы. Однако проблема формационной систематики метасоматических образований остается одной из наиболее актуальных в учении о метасоматизме [6, 9, 13—17, 19—22].

В «Геологическом словаре» под метасоматической формацией предлагается понимать «геологическую формацию метасоматического происхождения, представляющую собой совокупность тел горных пород, однородную по наборам петрографических типов метасоматических пород и по структурным отношениям образуемых ими тел» [4, т. 2, с. 382]. Д. В. Рундквист и И. Г. Павлова рассматривают метасоматическую формацию, являющуюся разновидностью геологических формаций, как «естественное природное тело, сложенное закономерным набором пород (руд), связанных общей структурой, имеющее границы, определенную форму и внутреннее строение» [21, с. 289]. Оба определения метасоматической формации базируются на общем для геологических образований принципе формационной систематики по структурно-вещественным признакам: вещество + структура связи [5]. Эти критерии, дополненные генетическими признаками, положены и в основу формационной систематики, предложенной Б. И. Омеляненко [14, 16].

Под структурой метасоматической формации понимается структура метасоматической зональности, выраженная в устойчивом сохранении взаимного расположения метасоматических пород в пространстве [21]. Что касается вещественного признака, то, согласно представлениям Д. В. Рундквиста и И. Г. Павловой [20], наибольшее диагностическое значение для выделения метасоматических формаций имеет набор горных пород, слагающих внутренние и непосредственно прилегающие к ним промежуточные зоны метасоматической колонки.

В проблеме формационной систематики метасоматических образований важное значение имеет также представление о метасоматической формации как об особом генетическом комплексе метасоматических пород [12, 13] или как о совокупности пород, «образованных под воздейст-

¹ Приняты следующие условные обозначения минералов: *Аб* — альбит, *Акт* — актинолит, *Алм* — гранат пироп-альмандинового ряда, *Анд* — андалузит, *Би* — биотит, *Гр* — гранат андрадит-гроссулярового ряда, *Гем* — гематит, *Ка* — кальцит, *Карб* — карбонат Mg-Fe-Ca состава, *Кв* — кварц, *Ки* — кианит, *Кор* — жорунд, *Корд* — кордиерит, *Кпш* — калиевый полевой шпат, *Кум* — куммингтонит, *Мг* — магнетит, *Му* — мусковит, *Парг* — паргасит, *Пи* — пироксен ряда диопсид — геденбергит, *Пир* — пирит, *Пл* — плагиоклаз, *Ро* — роговая обманка, *Сер* — серицит, *Сил* — силлиманит, *Ск* — скаполит, *Спес* — гранат альмандин-спессартинового ряда, *Турм* — турмалин, *Фенг* — фенгит, *Фл* — флогопит, *Хл* — хлорит, *Шп* — шпинель, *Эп* — эпидот. Подстрочные индексы показывают содержание компонентов: альбитового в *Кпш* и анортитового в *Пл*. В квадратных скобках — упорядоченность *Кпш*.

нием растворов определенного генетического типа» [15, с. 13]. Учет этого фактора позволяет однозначно определить геологические границы (объем) конкретных метасоматических формаций, структуру формационно-генетических рядов и вещественный состав структурно-формационных ассоциаций. Подобная трактовка метасоматической формации предполагает включение в ее состав широкого спектра метасоматических пород как следствие большого разнообразия фациальных обстановок. С таких позиций авторами была осуществлена формационная систематика кварц-полевошпатовых метасоматитов зон региональных разломов [1—3, 19, 22]. Выделены формации кварц-плагиоклаз-ортоклазовых, кварц-альбит-микроклиновых, кварц-альбитовых и кварц-ортоклазовых (адуляровых) метасоматитов, включающие наряду с собственно кварц-полевошпатовыми (кремнещелочными — Si-K-Na) метасоматитами также и метасоматические образования без типоморфного парагенезиса кварц+полевошпат: метасоматиты так называемого магнезиально-железо-кальциевого (Mg-Fe-Ca) петрохимического профиля.

При этом Mg-Fe-Ca метасоматические образования представлены породами следующего минерального состава.

1. В формации кварц-плагиоклаз-ортоклазовых метасоматитов — $Bi \pm Kв \pm Pl$ (слюдиты), $Ро \pm Би \pm Кв + Pl$ (амфиболиты), $Би + Алм$, $Би + Алм + Корд$, $Алм + Корд + Кум$, а также комплекс флогопитоносных метасоматитов, таких как $Пи + Парг$, $Пи + Шпн$, $Пи + Ск$, $Пи + Гр + Мг$.

2. В формации кварц-альбит-микроклиновых метасоматитов — $Би \pm Му$ (слюдиты), $Турм \pm Кв$ (турмалиниты), $Би + Алм$ (Спес), а также известково-железистые скарны и скарноиды.

3. В формации кварц-альбитовых метасоматитов — $Эп$ (эпидозиты), $Акт$ (актинолититы), $Би + Ка + Эн$, $Эп + Ка + Хл$.

4. В формации кварц-адуляровых метасоматитов — $Хл + Карб$, $Фенг + Гем$.

Правомерность объединения в пределах (в объеме) одного формационного типа метасоматических пород различных петрохимических профилей была показана ранее на примере грейзеновой формации, в состав которой, наряду с собственно грейзенами, включены слюдиты, полевошпат-слюдистые и флюорит-пирит-серицитовые метасоматические породы [4, т. 2, стр. 577; 21].

Поскольку указанные формации кварц-полевошпатовых метасоматитов, установленные и детально рассмотренные на примере ряда районов Восточной Сибири, не имеют до сих пор однотипности в определении их содержания, представляется целесообразным уточнить объем формаций кварц-полевошпатовых метасоматитов.

Формация кварц-плагиоклаз-ортоклазовых метасоматитов (КПОМ, или *кпомалитов*) представляет собой природную ассоциацию генетически родственных метасоматических пород, в составе которой доминируют кварц-полевошпатовые породы с типоморфным парагенезисом $Kв + Pl_{20-50} + Кпш$ $\left[\begin{smallmatrix} 0-0,75 \\ 15-40 \end{smallmatrix} \right]$ и крупнозернистой (пегматоидной) автоморфной (как правило, не наследующей черт строения исходных пород) структурой. Метасоматиты формации развивались на заключительной стадии становления главным образом про- и протогесинклинально-складчатых областей (в номенклатуре [24]) в ходе формирования гранитоидов аляскитовой (гранитовой) и гранодиорит-гранитовой формаций в пределах периферических частей мигматит-плутонов и зон региональных глубоких разломов. Существенно кварц-плагиоклаз-ортоклазовые метасоматиты формации возникали в результате воздействия высокотемпературных кремнещелочных растворов на различные по составу породы супракрустальных комплексов, в связи с чем они закономерно сопряжены в пространстве с определенным спектром Mg-Fe-Ca метасоматитов и характеризуются редкоземельной акцессорной минерализацией. В зависи-

мости от преобладания в составе метасоматических пород одного из минералов типоморфного парагенезиса различаются следующие субформации¹: а) собственно кломалитов; б) ортоклазитов; в) алюмокремневых метасоматитов (*акрезитов*), представленных существенно кварцевыми метасоматическими породами с примесью *Сил, Киа, Кор, Корд, Алм*; г) олигоклазитов. В зависимости от состава субстрата, подвергнувшегося метасоматической переработке, среди метасоматитов формации выделены фации магнезиальных скарнов, скарноидов, метасоматических амфиболитов и слюдитов, которые образовались в результате воздействия кремнещелочных растворов на карбонатные и известково-силикатные породы — кальцитовые и доломитовые мраморы, кристаллические сланцы основного и ультраосновного состава.

Формация кварц-альбит-микроклиновых метасоматитов (КАММ, или каммалитов) представляет собой природную ассоциацию генетически родственных метасоматических пород, в составе которой доминируют кварц-полевошпатовые метасоматиты с типоморфным парагенезисом $Kв + Пл_{5-20} \pm Кши$ ^[0,75-1,00] ₁₀₋₁₅ и средне-крупнозернистой автоморфной или псевдоморфной структурой. Метасоматиты формировались главным образом в орогенную стадию развития протогеосинклинально-складчатых областей или в стадию активизации, как отраженной, так и автономной, геосинклинально- (в том числе про- и прото-) складчатых областей в ходе становления пород гранит-лейкогранитовой и гранит-граносиенитовой формаций в пределах апикальных частей интрузивов и зон региональных глубинных разломов. Существенно кварц-альбит-микроклиновые метасоматиты возникли в результате воздействия высоко- и среднетемпературных кремнещелочных растворов на различные по составу породы супракрустальных комплексов, в связи с чем они закономерно сопряжены в пространстве с определенным спектром Mg-Fe-Са метасоматитов и характеризуются редкометальной аксессуарной минерализацией. В зависимости от преобладания в составе метасоматических пород тех или иных минералов типоморфного парагенезиса различаются следующие субформации: а) собственно каммалитов; б) микроклинитов; в) грейзеноподобных пород, или грейзенизитов, представленных метасоматическими существенно кварцевыми породами с примесью *Му, Би, Спес, Турм*; г) альбититов. В зависимости от состава субстрата, подвергнувшегося метасоматической переработке, среди метасоматитов формации выделены фации известково-железистых скарнов и скарноидов. По спектру минеральных парагенезисов и условиям их образования формация каммалитов близка к формациям грейзенов [21] и украинских альбититов [11].

Формация кварц-альбитовых метасоматитов (КАМ, или кальмалитов) представляет собой природную ассоциацию генетически родственных метасоматических пород, в составе которой доминируют кварц-полевошпатовые породы с типоморфным парагенезисом $Kв + Пл_{0-10}$ и мелко-среднезернистой автоморфной или псевдоморфной структурой. Метасоматиты формировались в тесной пространственной и временной связи с формациями кломалитов и каммалитов, составляя с ними конкретные формационно-генетические ряды. Существенно кварц-альбитовые метасоматиты возникали под воздействием среднетемпературных кремнещелочных растворов, закономерно сопряжены во времени и пространстве с генетически родственными им Mg-Fe-Са метасоматитами и характеризуются редкоземельной, редкометальной или сульфидной аксессуарной минерализацией. В зависимости от преобладания в составе метасомати-

¹ Субформация представляет собой часть совокупности пород метасоматической формации, образующих региональные и локальные метасоматические колонки определенного типа, в типоморфный парагенезис которой входят один или несколько минералов из указанных в составе типоморфного минерального парагенезиса формации.

ческих пород формации кальмалитов того или иного типоморфного минерала различаются субформации: а) собственно кальмалитов; б) метасоматических кварцитов, представленных существенно кварцевыми породами с примесью *Му*, *Анд*. В зависимости от состава субстрата, подвергнувшегося метасоматической переработке, среди метасоматитов формации выделены фаши: эпидозитов, актинолититов (тремолититов), талькитов, серпентинитов. По составу минеральных парагенезисов и условиям образования формация кальмалитов близка к формации пропилитов в номенклатуре [20].

Формация кварц-адуляровых метасоматитов (гумбеитов) представляет собой природную ассоциацию генетически родственных метасоматических пород, в составе которой доминируют кварц-полевошпатовые породы с типоморфным парагенезисом $Kв + Kпш$ (адуляр, ортоклаз) (или $Аб$) + *Карб* и мелкозернистой псевдоморфной структурой. Метасоматиты формировались под воздействием низкотемпературных кремнещелочных растворов в тесной пространственной и временной связи с формациями каммалитов, кальмалитов или фенитов. При этом типоморфный минеральный парагенезис формации гумбеитов закономерно сопряжен с генетически родственными им $Mg-Fe-Ca$ метасоматитами и характеризуется золото-сульфидно-полиметаллической аксессуарной минерализацией.

Для гумбеитов как определенной разновидности метасоматических пород типоморфным считался минеральный парагенезис $Kв + Kпш$ (ортоклаз) + *Карб* (сложного $Mg-Fe-Ca$ состава) [10]. Этот тип метасоматических пород детально изучен рядом исследователей [7, 8]. Авторами настоящей статьи установлено в некоторых районах Восточной Сибири широкое развитие низкотемпературных кварц-полевошпатовых метасоматитов, идентичных указанным гумбеитам по структурной позиции, генетической связи с магматическими комплексами, металлогенической и геохимической специализации, вещественному составу, набору генетически родственных метасоматических пород и физико-химическим условиям их формирования. Отличие заключалось лишь в том, что в подобных метасоматитах место ортоклаза нередко занимает альбит [22].

Поэтому в зависимости от преобладания в составе метасоматических пород формации гумбеитов того или иного минерала типоморфного парагенезиса целесообразно различать субформации: а) калиевых гумбеитов, в которых *Kпш* представлен ортоклазом или адуляром; б) натриевых гумбеитов, в которых полевой шпат представлен альбитом; в) кварц-карбонатных метасоматитов. Субформация калиевых гумбеитов близка по объему к формации гумбеитов в номенклатуре [20], а субформация натриевых гумбеитов — к формации эйситов [16]. Субформации калиевых и натриевых гумбеитов обычно пространственно разобщены. Так, в генетической связи с разновозрастными магматическими образованиями сиенит-щелочно-сиенитовой формации в одном регионе (Алданский щит, центральная часть) развиты породы субформации калиевых гумбеитов, а в другом (Кодаро-Удоканский район, Енисейский край) — натриевых гумбеитов. В то же время в генетической связи с магматическими образованиями гранит-лейкогранитовой формации развиты метасоматиты субформации калиевых гумбеитов (Енисейский край). Между указанными субформациями имеются полные взаимопереходы по минеральному составу метасоматических пород (Кодаро-Удоканский район).

Общей особенностью метасоматических образований рассмотренных формаций, как и некоторых других, является регионально-площадной характер их развития. Под региональными или регионально-площадными метасоматитами понимаются метасоматические образования в ранге формаций или субформаций, слагающие природные геологические тела

сложной формы, значительных размеров (десятки и сотни квадратных километров) с границами различной четкости; эти тела характеризуются внутренне упорядоченной структурой (зональностью), выдержанным набором пород, низкой или умеренной степенью заполнения геологического пространства метасоматическими новообразованиями при слабо дискретном их распределении по латерали и вертикали [3].

Использование главного принципа выделения метасоматических формаций, в основе которого лежит набор горных пород, слагающих внутренние и непосредственно примыкающие к ним промежуточные зоны метасоматической колонки, справедливо применительно к локально развитым околорудным метасоматитам, что убедительно показано Д. В. Рундквистом и И. Г. Павловой [20]. Однако для формационного анализа региональных метасоматитов использование этого принципа возможно лишь при учете явлений комплементарности метасоматических образований.

Под комплементарностью понимается стадийно и структурно упорядоченное сочетание во времени и в пространстве продуктов метасоматизма различных петрохимических профилей — кремнещелочного и магнезиально-железо-кальцевого, образовавшихся в результате единого петрогенетического процесса вследствие различной дифференциальной подвижности петрогенных химических компонентов. Комплементарность проявляется на уровне метасоматических пород, субформаций и формаций, в связи с чем различаются метасоматические колонки комплементарного строения как локальные (в масштабе штуфов, обнажений и отдельных тел метасоматитов), так и региональные (в масштабе зон, полей и поясов проявления метасоматитов и метасоматизированных пород).

Большое разнообразие фациальных обстановок в зависимости от вариаций температуры, химических потенциалов вполне подвижных компонентов и состава субстрата, в которых формируются метасоматиты, предопределяет появление широкого спектра не только метасоматических пород, но и типов метасоматических колонок, слагаемых этими породами. Так, например, для позднеархейских метасоматических образований Алданского щита, составляющих формацию кпомалитов, характерны два широко развитых типа комплементарных метасоматических колонок, которые в обобщенном виде представлены следующими рядами:

А) собственно кпомалиты → слюдиты;

Б) клинопироксеновые метасоматические породы с Парг, Фл, Ск → ортоклазиты → кпомалиты. Установлены метасоматические колонки и с многократным чередованием продуктов кремнещелочного и Mg-Fe-Са метасоматизма.

Однако если строго придерживаться трактовки вещественного признака метасоматической формации, предложенной Д. В. Рундквистом и И. Г. Павловой [20], то в рассмотренном примере следовало бы выделять две самостоятельные формации, что противоречит общепризнанному представлению о формации как о совокупности генетически родственных метасоматических пород. Аналогичное явление устанавливается и при анализе структуры ряда других метасоматических формаций.

Следовательно, необходимыми и достаточными критериями выделения конкретной формации кпомалитов должны являться следующие признаки: 1) резкое преобладание по массе среди совокупности генетически родственных пород кварц-полевошпатовых метасоматитов собственно кпомалитового типа; 2) закономерная смена в пространстве метасоматических образований с зональностью ряда А, слагающих внутреннюю зону региональной метасоматической колонки, метасоматитами со структурной зональностью ряда Б (внешняя зона). Необходимо признать главенствующей роли внутренней зоны региональной метасомати-

ческой колонки при выделении формации при условии расширения объема понятия «зона».

Тем не менее вопрос о границах региональных метасоматических формаций достаточно сложен, особенно в связи с их полизональным проявлением. Последний феномен связан с тем, что в общем случае смена одних минеральных парагенезисов другими происходит постепенно, без каких-либо четких рубежей в образовании метасоматических пород всего формационно-генетического ряда кварц-полевошпатовых метасоматитов. Подобное распределение минеральных парагенезисов обусловлено тем, что их формирование происходило непрерывно в широком временном интервале тектоно-флюидного процесса на фоне плавного изменения основных термодинамических параметров. Практическим следствием из вывода о соответствии совокупностей пород, составляющих конкретные формации кварц-полевошпатовых метасоматитов, определенным стадиям (этапам) петрогенетического процесса является возможность установления границ метасоматических формаций по определенным индекс-минералам или по их парагенезисам, подобно методу изоград, используемому при изучении метаморфических комплексов. Так, смена парагенезисов апоалюмосиликатных метасоматитов одной формации подобными метасоматитами другой формации в ряду кпомалиты → каммалиты → кальмалиты → гумбеиты устанавливается по появлению соответственно *Му, Хл, Карб*.

Стадийно и зонально упорядоченные региональные метасоматические образования широко проявлены в полях развития докембрийских супракристаллических комплексов в таких регионах Восточной Сибири, как Енисейский кряж, Кодаро-Удоканский район, Алданский щит, Джугд-журо-Становая область и др. При этом отдельные члены региональных метасоматических колонок отвечают метасоматическим формациям или субформациям, а колонки в целом — формационно-генетическим рядам кварц-полевошпатовых метасоматитов. Последние представляется целесообразным разделять на комплементарные и некомплементарные формационно-генетические ряды.

Комплементарный формационно-генетический ряд метасоматитов характеризуется последовательным чередованием во времени и в пространстве петрохимически разнотипных метасоматических формаций, появление которых обусловлено сложным взаимодействием двух главных типов метасоматизма — магнезиально-железо-кальциевого и кремнещелочного (рис. 1). При этом комплементарность метасоматических образований проявляется как на уровне формаций — в пределах формационно-генетического ряда, так и на уровне субформации — в пределах конкретных формаций (см. рис. 1, А). Эти положения могут быть проиллюстрированы на примере вертикальной метасоматической зональности в пределах центральной части Алданского щита, выраженной в последовательной смене снизу вверх в интервале 3 км следующих метасоматических формаций (а в их пределах — зон мощностью 400—1500 м).

1. Формация Mg-Fe-Ca метасоматитов (в номенклатуре [2]), в пределах которой снизу вверх установлены: а) зона клинопироксеновых пород со *Шп* или *Мт*; б) зона клинопироксеновых пород со *Ск* и *Кв*.

2. Формация кпомалитов, в пределах которой снизу вверх установлены: а) зона метасоматических пироксеновых и слюдяных амфиболитов; б) зона собственно кпомалитов.

В данной региональной колонке сопряжены во времени и в пространстве метасоматические формации, образовавшиеся на средних и поздних стадиях развития алданской прогеосинклинально-складчатой области.

Формация Mg-Fe-Ca метасоматитов (МЖК метасоматитов, или мажекалитов), открывающая в приведенном примере комплементарный

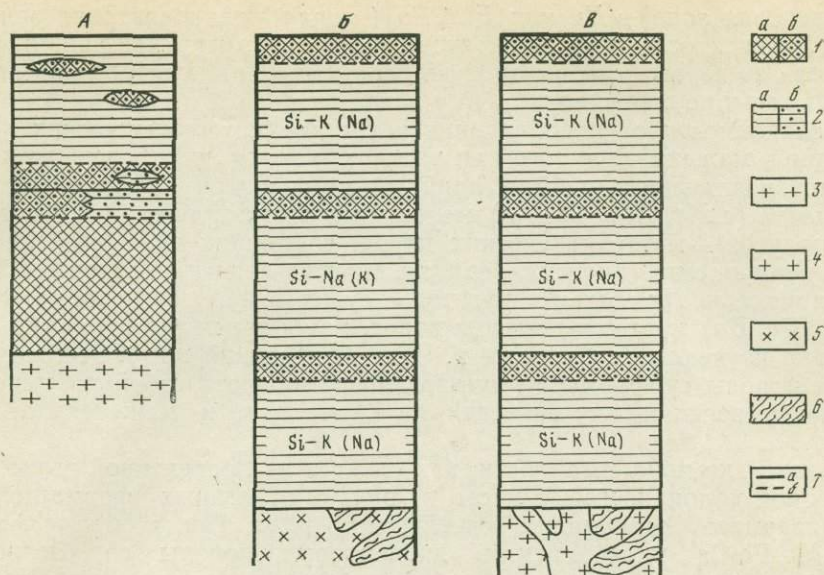


Рис. 1. Типы региональных метасоматических колонок (формационно-генетических рядов)

А — комплементарный; Б — некомплементарный компенсированного типа; В — некомплементарный некомпенсированного типа; 1 — метасоматические образования магнезиально-железо-кальциевого петрохимического профиля: а — формации, б — фации; 2 — метасоматические образования кремнещелочного петрохимического профиля: а — формации, б — фации; 3—6 — комплексы пород, сменяющие метасоматические образования формационно-генетических рядов на глубине: 3 — мигматит-гранитовой формации, 4 — гранит-граносиенитовой, гранодиорит-гранитовой, гранит-лейкогранитовой формаций, 5 — сиенит-щелочносиенитовой формации, 6 — генетически не связанные с метасоматитами метаморфические породы различных фаций; 7 — границы метасоматических формаций (а), фаций (б); мощности отдельных зон региональных метасоматических колонок по вертикали — десятки — сотни метров, по латерали — первые километры

формационно-генетический ряд, представляет собой природную ассоциацию генетически родственных метасоматических пород, в составе которой доминируют меланократовые породы с типоморфным парагенезисом $Пи + Ро$ и с мелко-средне-крупнозернистой автоморфной структурой. Метасоматиты формации находятся в тесной пространственной связи с умеренно-кислыми палингенно-метасоматическими гранитоидами формации мигматит-гранитов позднеархейского — раннепротерозойского возраста. В генетическом отношении метасоматиты формации мажекалитов представляют собой продукты зоны опережающей высокотемпературной базификации, сопряженной на глубине с зоной палингенно-метасоматического гранитообразования [18].

Метасоматиты формации мажекалитов развиты в концентрических зонах шириной до 30 км по периферии мигматит-плутонов. Преобладают существенно диопсидовые (с $Мт$, $Шп$, $Ск$) породы — нимныриты¹. Они развиты по кристаллическим сланцам основного состава в виде пластообразных и линзовидных тел, характеризующихся зональностью вида: (1) $Пи + Ск \pm Кв \rightarrow$ (2) $Пи \pm (Шп, Мт)$ (центральная зона). Другая разновидность представлена существенно роговообманковыми (с $Пл$, $Пи$, $Бу$) метасоматическими породами, образующими пласто-, линзо- и жилподобные тела с зональностью следующего вида: (0) $Пл + Ро + Пи$ (исходная порода — кристаллический сланец) $\rightarrow Ро \pm (Пл, Пи)$ (первая ме-

¹ Метасоматические образования формации мажекалитов наиболее полно проявлены и детально изучены в районе верховий рек Большой и Малый Нимныр (Алданский щит), по названию которых самая распространенная разновидность существенно диопсидовых (с $Мт$, $Шп$) метасоматических пород названа нимныритами.

ланоократовая зона) → *Пи* или *Би ± Ро* (вторая меланоократовая зона) → → (3) *Пл* (центральная лейкоократовая зона). Размеры зон варьируют в пределах от первых сантиметров до десятков и сотен метров как по латерали, так и по вертикали.

В зависимости от преобладания в составе метасоматических пород формации мажекалитов того или иного минерала типоморфного парагенезиса различаются субформации: а) нимныритов — существенно диопсидовых (с *Мт*, *Шп*, *Ск*, *Кв*) метасоматических пород; б) собственно мажекалитов — метасоматических пород, состоящих примерно поровну из клинопироксена (диопсида, салита, диопсид-авгита) и роговой обманки с примесью *Пл*, *Би*; в) чугитов — существенно роговообманковых (с *Пл*, *Пи*, *Би*) метасоматических пород, наиболее полно проявленных и детально изученных в бассейне р. Чуга (Алданский щит). Метасоматические породы субформации чугитов представляют собой по существу связующее звено между формациями кпомалитов и мажекалитов (см. рис. 1, А).

Явления комплементарности, как следует из приведенной выше формационной колонки, имеют место и внутри отдельных формаций рассматриваемого формационно-генетического ряда. Так, в объеме формации *Mg-Fe-Ca* метасоматитов диопсидовые породы со *Ск* и *Кв* (зона б) можно рассматривать по сравнению с породами зоны а как существенно кремнещелочные (*Si-Na*) метасоматиты. Полярны по химическому составу метасоматических пород и зоны а и б формации кпомалитов.

В пределах зоны б, отвечающей субформации собственно кпомалитов, развиты также локальные комплементарные колонки следующих видов.

I. Бедные Са породы формации кпомалитов, образовавшиеся в условиях возрастающей щелочности минералообразующих растворов, характеризуются типовой колонкой метасоматической зональности следующего вида: (0) исходная порода, например биотит-альмандиновый плагиогнейс, → (1) зона псевдоморфной силлиманитизации полевых шпатов, биотита, граната → (2) меланоократовая оторочка состава *Алм + Би*, *Алм + Би + Корд*, *Алм + Кум + Би* или *Би* → (3) мезоократовый кварц-полевошпатовый метасоматит состава *Кв + Кпш + Пл + Алм + Би* → (4) лейкоократовый кварц-полевошпатовый метасоматит состава *Кв + Кпш + Пл ± ± Би*.

Реже развиты симметрично-зональные тела кварц-полевошпатовых метасоматитов, бедных Са, которые сформировались в условиях устойчивого понижения щелочности минералообразующих растворов: (0) исходная порода, например плагиогнейс, гранито-гнейс или гранит, → (1) меланоократовая оторочка состава *Би ± Кв ± Пл* → (2) *Кв + Пл + Би* → (3) *Кв + Пл* → (4) мономинеральное кварцевое ядро.

II. Для известковистых разновидностей пород формации кпомалитов для разных условий можно наметить следующие колонки.

1. Для условий возрастающей щелочности минералообразующих растворов:

а) (0) исходная порода, например кристаллический сланец состава *Пл + Ро + Би* → (1) *Кв + Кпш + Пл + Ро* → (2) меланоократовая центральная зона состава *Ро + Би*;

б) (0) исходная порода — кристаллический сланец состава *Пл + Пи* → (1) *Пл + Пи + Кпш* → (2) первая меланоократовая зона состава *Пи + Пл* → (3) *Кв + Пл + Пи* → (4) *Кв + Кпш + Пл + Пи* → (5) вторая, центральная меланоократовая зона состава *Пи*;

в) (0) исходная порода — кристаллический сланец состава *Пл + Ро* → → (1) существенно плагиоклазовая зона состава *Пл + Ро* → (2) существенно роговообманковая зона состава *Ро + Пл* → (3) меланоократовая оторочка состава *Пи* → (4) *Кв + Кпш + Пл + Пи*.

2. Для условий понижающейся щелочности минералообразующих растворов: (0) исходная порода — кристаллический сланец состава $Pl + Pi \rightarrow$ (1) $Pl + Pi + Kpsi \rightarrow$ (2) $Pl + Pi + Kpsi + Bi \rightarrow$ (3) $Pl + Kpsi + Kв + Bi \rightarrow$ (4) $Kpsi + Bi + Kв \rightarrow$ (5) $Kpsi + Kв \rightarrow$ (6) $Kв$.

Метасоматические образования Mg-Fe-Са петрохимического профиля, входящие в состав формаций мажекалитов и кломалитов, нередко имеют одинаковый минеральный состав. Значимо различаются лишь составы породообразующих минералов: в общем случае для метасоматических пород формации кломалитов по сравнению с породами формации мажекалитов характерны более железистые клинопироксены (салит, ферросалит, геденберgit, эгирин-авгит, ферроавгит), более железистые и более богатые щелочами роговые обманки (включая паргасит, гастингсит и феррогастингсит) и более железистые, а в ряде случаев и более глиноземистые биотиты.

С комплементарными метасоматическими колонками связана и определенная рудно-геохимическая зональность. Так, на Алданском щите с Mg-Fe-Са членами метасоматических колонок связаны сингенетические и регенерированные месторождения железных руд в форме диопсидовых, форстеритовых, клиногумитовых магнетитсодержащих пород. С кремнещелочными членами формации кломалитов связаны промышленные скопления в карбонатных (мраморах и кальцифирах) и диопсидовых (метаморфогенных и метасоматических) породах флогопита, апатитовых руд, в высокоглиноземистых породах — абразивного сырья (корунда и граната), мусковита, а в прочих породах (гнейсах, кристаллических сланцах, гранитах) — керамического сырья.

Геохимическая специализация рассматриваемых комплементарных метасоматитов проявлена в четкой индивидуализации трех групп микроэлементов (в номенклатуре [23]). Первая группа — фемафилы, такие как никель, хром, кобальт, ванадий, медь, характерны для Mg-Fe-Са членов комплементарных метасоматических колонок как регионального (на уровне формации), так и локального типа. Вторая группа — фельсифилы, такие как редкие щелочи и редкие металлы (тантал, ниобий, олово и др.), характерна для кремнещелочных членов комплементарных региональных и локальных метасоматических колонок. Третья группа — микроэлементы — одинаково часто содержится в повышенных количествах как в кремнещелочных, так и в Mg-Fe-Са членах комплементарных метасоматических колонок. Для петрографически контрастно проявленной в пределах комплементарных колонок формации кломалитов такими элементами являются редкоземельные элементы, которые определяют ее геохимическую специализацию.

В практическом отношении наибольший интерес представляют комплементарные метасоматические колонки как регионального (на уровне формаций), так и локального типа с последовательным многократным чередованием метасоматитов кремнещелочного и Mg-Fe-Са петрохимических профилей.

Некомплементарный формационно-генетический ряд метасоматитов характеризуется последовательной сменой метасоматитов какого-либо одного петрохимического профиля — магнезиально-железо-кальциевого или кремнещелочного. Наиболее часто наблюдаются некомплементарные формационно-генетические ряды кремнещелочного петрохимического профиля, типичные для областей проявления тектоно-магматической активизации и орогенного гранитоидного магматизма. При этом по отношению роли калия и натрия в процессе метасоматизма дополнительно могут различаться некомплементарные компенсированные и некомпенсированные формационно-генетические ряды (см. рис. 1, Б, В).

Компенсированный формационно-генетический ряд метасоматитов характеризуется закономерным чередованием во времени, а в ряде случаев и в пространстве метасоматических формаций Si-K и Si-Na петро-

химических профилей. Некомпенсированный формационно-генетический ряд метасоматитов составляют метасоматические формации только Si-K или только Si-Na петрохимических профилей.

Некомпенсированные формационно-генетические ряды метасоматитов выделены и изучены на примере метасоматических образований Кодаро-Удоканского района и Енисейского кряжа, где установлены два типа подобных рядов: 1) формация каммалитов→формация кальмалитов→формация гумбеитов (субформация натриевых гумбеитов); 2) формация каммалитов→формация гумбеитов (субформация калиевых гумбеитов)→формация березитов.

В указанных районах метасоматиты сформированы в условиях высокой активности щелочного металла (в первом типе — Na, во втором — K), которая сохранялась в широком интервале термодинамических условий метасоматического порообразования.

Первый из приведенных рядов некомпенсированных метасоматических формаций установлен в Кодаро-Удоканском районе в мощных зонах региональных длительно развивавшихся разломов широтной ориентировки (Кодарская, Сакунская зоны и др.). Становление этого ряда относится к палеозойско-мезозойской эпохе тектоно-магматической активизации, с которой связано также формирование интрузий щелочных и субщелочных пород. Мощность зон метасоматитов, слагающих формации каммалитов и кальмалитов, составляет по латерали первые сотни метров, а формацию гумбеитов — первые километры.

Второй ряд некомпенсированных метасоматических формаций реализован в пределах зон влияния глубоких разломов (Приенисейского, Центрального) северо-западной ориентировки в Заангарской части Енисейского кряжа в эпоху становления постскладчатых (орогенных) гранитоидов позднепротерозойской гранит-лейкогранитовой формации (глушихинский комплекс). Для формаций этого ряда характерна комплементарная метасоматическая зональность более высокого порядка, которая выражается в зональном чередовании кремнещелочных (внутренняя зона) и магнезиально-железо-кальциевых (внешняя зона) метасоматитов: собственно каммалиты→слюдиты, турмалиниты; калиевые гумбеиты ($Kв + Kпш + Карб$)→кварц-карбонатные и хлорит-карбонатные метасоматиты; собственно березиты ($Kв + Сер(Фенг) + Карб + Пир$)→кварц-карбонат-фенгитовые метасоматиты. Мощность зон (по латерали), сложенных метасоматическими породами, составляющими формации и субформации, варьирует в широких пределах — в среднем первые километры, а для формации каммалитов — первые десятки километров.

Компенсированные формационно-генетические ряды метасоматитов по сравнению с некомпенсированными более распространены. Они имеют строение, которое можно выразить в виде двух рядов: 1) формация фенитов (субформация калиевых фенитов, в номенклатуре [14, 20])→формация гумбеитов (субформация натриевых гумбеитов)→формация гидрослюдисто-карбонатных метасоматитов (в номенклатуре [3]); 2) формация фенитов (субформация натриевых фенитов, в номенклатуре [14, 20])→формация гумбеитов (субформация калиевых гумбеитов)→формация пренит-анальцим-цеолитовых и сульфат-карбонатно-галоидных метасоматитов и гидротермалитов (в номенклатуре [3]).

Формационно-генетический ряд первого типа установлен в северной части Енисейского кряжа в зоне глубинного разлома, ограничивающего с востока так называемую Уволжскую грабен-синклиналиную структуру, выполненную молассоидными отложениями позднего протерозоя. Метасоматиты связаны с интрузиями сиенит-щелочносиенитовой формации палеозойской эпохи тектоно-магматической активизации и прослеживаются в полосе шириной до 15 км на расстояние около 160 км до района верховий р. Вороговки (рис. 2). Наибольшей (по латерали) мощностью (до 3,5 км) обладает зона гидрослюдисто-карбонатных метасо-

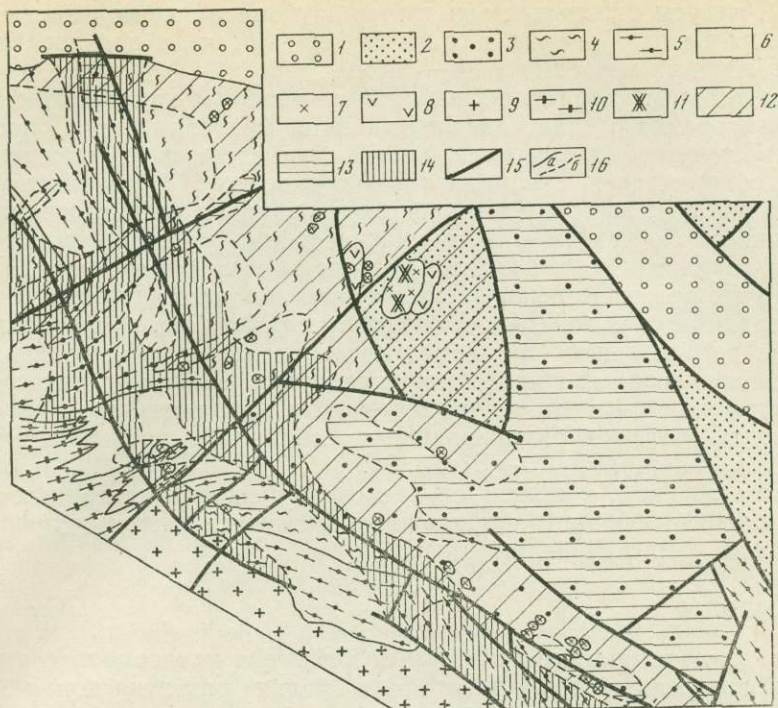


Рис. 2. Характер взаимоотношений метасоматических образований некомплементарного компенсированного (по типу К—Na—К) формационно-генетического ряда, Енисейский край, бассейн верхнего течения р. Вороговки

1—10 — геологические формации: 1 — терригенно-карбонатная (C_3), 2 — молассоидная ($PR_3^3 - C_1$), 3 — вулканогенно-терригенная (PR_3^3), 4 — терригенно-спилит-диабазовая в зеленосланцевой фации (PR_3^2), 5 — сланцево-граувакковая в эпидот-амфиболитовой фации (PR_2^2), 6 — вулканогенно-терригенно-карбонатная в амфиболитовой фации (PR_2), 7 — сиенит-щелочносиенитовая (PZ_1), 8 — щелочно-базальтоидная (PZ_1), 9 — гранитовая (PR_3^3), 10 — мигматит-гранитовая (PR_3^2); 11—14 — метасоматические формации и субформации: 11 — фенитов, PZ_1 (субформация калиевых фенитов), 12 — гумбентов, PZ_1 (субформация натриевых гумбентов), 13 — гидрослюдисто-карбонатных метасоматитов (PZ_1), 14 — альбитовых метасоматитов (PZ_3^3); 15 — разрывные нарушения; 16 — границы геологических тел: а — свит, серий, массивов; б — метасоматических формаций и субформаций

матитов, наименьшей (первые десятки метров) — зона калиевых фенитов, которая иногда полностью редуцирована. Отдельные формации этого ряда характеризуются комплементарностью (от внутренних зон к внешним): (1) субформация натриевых гумбентов, представленная преимущественно кварц-альбит-карбонатными метасоматитами¹ → субформация кварц-карбонатных метасоматитов, представленная кварц-карбонатными, хлорит-карбонатными и фенгит-гематитовыми породами; (2) субформация кварц-гидрослюдистых метасоматитов, представленная одноименными породами с *Ser* и (или) донбаситом, → субформация карбонат-гидрослюдистых метасоматитов, представленная одноименными породами с иллитом и (или) хлоритом. При этом внешние зоны, как правило, имеют меньшую мощность, нежели внутренние.

Формационно-генетический ряд второго типа, которому отвечает смена активности щелочей в последовательности $Na \rightarrow K \rightarrow Na$, фрагментарно проявлен в центральной части Алданского щита в области развития мезозойской тектоно-флюидной деятельности, вокруг которой концентрически-зонально проявляются кремнещелочные метасоматиты указанных

¹ Здесь и далее минералы, составляющие метасоматические породы, перечисляются в порядке уменьшения их количества.

типов. Радиусы отдельных зон тектоно-флюидной деятельности составляют: для фенитов — 4 км, для гумбеитов — 25 км, а для пренит-анальцим-цеолитовых метасоматитов — 35 км.

В некомплементарных региональных метасоматических колонках некомпенсированного типа дифференциация микроэлементов проявлена слабо. Изменение содержания химических элементов, определяющих рудно-геохимическую специализацию конкретного формационно-генетического ряда, от зоны к зоне происходит также в весьма ограниченных пределах, в связи с чем метасоматические образования таких рядов обычно характеризуются низким коэффициентом рудоносности.

В то же время в некомплементарных колонках компенсированного типа геохимическая зональность проявлена отчетливо. При этом для разных зон региональной метасоматической колонки обычно характерен вполне определенный спектр микроэлементов. Так, ряду метасоматических формаций (фениты → гумбеиты → пренит-анальцим-цеолитовые метасоматиты) отвечает ряд элементных ассоциаций в последовательности: W, Nb, As, Te → Mo, Pb, Cu → Bi, Sb, Sr.

Таким образом, в общем случае среди некомплементарных метасоматических образований наибольший практический интерес представляют колонки компенсированного типа.

ВЫВОДЫ

1. В сложном комплексе регионально развитых метасоматических образований зон региональных разломов в полях развития докембрийских супракрустальных толщ главенствующую роль играют кварц-полевошпатовые метасоматиты четырех формационных типов: кварц-плагиоклаз-ортоклазовых метасоматитов (кломалитов); кварц-альбит-микроклиновых метасоматитов (каммалитов); кварц-альбитовых метасоматитов (кальмалитов); гумбеитов. Каждая из указанных метасоматических формаций в конкретном проявлении представлена комплексом комплементарных метасоматитов кремнещелочного и Mg-Fe-Ca петрохимических профилей, образующих метасоматические колонки различных порядков.

2. Серия генетически родственных разнотипных метасоматических формаций составляет региональную метасоматическую колонку, или формационно-генетический ряд. Различаются комплементарные и некомплементарные формационно-генетические ряды. Комплементарный формационно-генетический ряд составляют закономерно чередующиеся во времени и в пространстве метасоматические формации существенно кремнещелочного и существенно Mg-Fe-Ca петрохимических профилей. Некомплементарный формационно-генетический ряд составляют закономерно чередующиеся во времени и в пространстве разнотипные метасоматические формации какого-либо одного петрохимического профиля — кремнещелочного или магнезиально-железо-кальциевого.

3. Некомплементарные (на уровне формаций) формационно-генетические ряды, образованные метасоматическими формациями кремнещелочного петрохимического профиля, подразделяются на компенсированные и некомпенсированные. В компенсированном ряду закономерно чередуются во времени и в пространстве метасоматические формации Si-K и Si-Na петрохимических профилей. В строении некомпенсированных рядов участвуют метасоматические формации существенно Si-K или существенно Si-Na петрохимического профиля.

4. С метасоматическими колонками различных порядков (рангов) сопряжена рудно-геохимическая зональность. В практическом отношении наибольший интерес представляют полизональные метасоматические колонки комплементарного типа, а среди некомплементарных — колонки компенсированного типа.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Беляев Г. М.* Парагенетический анализ бедных кальцием кварц-полевошпатовых метасоматитов зон региональных разломов.— В кн.: Проблемы метасоматизма. Л., «Недра», 1969.
2. *Беляев Г. М.* О цикличности проявления метасоматических процессов в раннем докембрии (на примере Алданского щита).— В кн.: Метасоматизм и рудообразование. Л., «Недра», 1975.
3. *Беляев Г. М., Левентов В. С., Румянцев Н. Н.* О принципах геологического картирования регионально развитых метасоматических пород (на примере Енисейского края).— В кн.: Метасоматизм и рудообразование. Л., 1976.
4. Геологический словарь. «Недра», 1973, т. 1, 486 с., т. 2, 456 с.
5. *Драгунов В. И.* Геологические формации. Л., «Недра», 1973.
6. *Жариков В. А.* Геология и метасоматические явления скарново-полиметаллических месторождений западного Карамазара.— Тр. Ин-та геол. рудн. месторожд., петрогр., минералогии и геохимии АН СССР, 1959, вып. 14.
7. *Казанский В. И., Омеляненко Б. И.* О мезозойских гидротермальных изменениях архейских пород в Центрально-Алданском районе.— Геол. рудн. месторожд., 1967, 9, № 1, с. 169—171.
8. *Казанский В. И., Крупеников В. А., Розанов Ю. А.* Условия локализации мезозойских золотоносных метасоматитов в кристаллическом фундаменте Центрально-Алданского района.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 6.
9. *Казницын Ю. В.* Метасоматизм гидротермальных месторождений. (Введение в учение об околорудном метасоматизме). Л., «Недра», 1972.
10. *Коржинский Д. С.* Очерк метасоматических процессов.— В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1953, с. 332—450.
11. *Кушев В. Г.* Щелочные метасоматиты в докембрии Украинского щита.— В кн.: Проблемы метасоматизма. М., «Недра», 1970, с. 281—283.
12. *Наковник Н. И.* Новые данные о так называемых вторичных кварцитах и их рудах.— Пробл. сов. геологии, 1933, № 6.
13. *Наковник Н. И.* Вторичные кварциты и связанные с ними месторождения полезных ископаемых. Л., «Недра», 1964.
14. *Омеляненко Б. И.* О критериях формационной самостоятельности и классификации метасоматитов.— Геол. рудн. месторожд., 1975, 17, № 3.
15. *Омеляненко Б. И.* Классификация метасоматических пород на формационной основе.— В кн.: Метасоматизм и рудообразование. Л., 1976.
16. *Омеляненко Б. И., Лисицына Г. А., Наумов С. С.* О формационной самостоятельности низкотемпературных натровых метасоматитов (эйситов).— В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М., «Наука», 1974.
17. *Плющев Е. В., Ушаков О. П.* Структурно-вещественный принцип классификации метасоматитов.— Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1972, ч. 101, вып. 2.
18. *Рудник В. А.* Гранитообразование и формирование земной коры в докембрии. Л., «Недра», 1975, 416 с.
19. *Рудник В. А., Беляев Г. М., Терентьев В. М.* Закономерности формирования кварц-полевошпатовых метасоматитов зон региональных разломов.— В кн.: Проблемы метасоматизма. М., «Недра», 1970, с. 261—274.
20. *Рундквист Д. В., Павлова И. Г.* Опыт выделения формаций гидротермально-метасоматических пород.— Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1974, ч. 103, вып. 3, с. 289—304.
21. *Рундквист Д. В., Денисенко В. К., Павлова И. Г.* Грейзеновые месторождения (онтогенез и филогенез). М., «Недра», 1971.
22. *Терентьев В. М., Беляев Г. М., Куликова Г. В., Левентов В. С.* Формационные типы низкотемпературных кварц-полевошпатовых метасоматитов зон региональных разломов Восточной Сибири.— В кн.: Магматические и метаморфические комплексы Восточной Сибири. Иркутск, 1974.
23. *Шоу Д.* Геохимия микроэлементов кристаллических пород. Л., «Недра», 1969.
24. *Шуркин К. А., Митрофанов Ф. П.* Эволюция магматизма в раннем докембрии.— В кн.: Геология докембрия. Л., «Наука», 1968, с. 154—162.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ВЛИЯНИЯ СОСТАВА РАСТВОРА НА СКАРНОВУЮ БИМЕТАСОМАТИЧЕСКУЮ ЗОНАЛЬНОСТЬ

Г. П. Зарайский, В. А. Жариков, Ф. М. Стояновская

Проведенное исследование продолжает серию наших работ по экспериментальному изучению биметасоматического взаимодействия [3, 5—7]. Для правильного понимания физико-химической обстановки, в которой протекает тот или иной метасоматический процесс, важнейшее значение имеет знание состава гидротермального раствора, действующего на породу. Однако данные о составе растворов наиболее скудны. Для скарновых месторождений на основании анализа минеральных парагенезисов и состава газовой-жидких включений можно предполагать существенную роль в межзерновом флюиде хлоридов щелочных и щелочноземельных элементов (Na, K, Ca, Mg), а также железа и алюминия [1, 2, 10—12].

Цель нашего исследования состояла в экспериментальной оценке с помощью прямого моделирования зависимости строения биметасоматических колонок от состава и величины pH действующего раствора. Имелось в виду выяснить, какие черты скарновой зональности определяются преимущественно спецификой контактирующих пород, а какие в большей мере зависят от характеристики раствора; как влияют на минеральные парагенезисы колонок, на последовательность и мощность зон вариации кислотности-щелочности флюида, его анионного и катионного состава.

Из работ, содержащих отдельные сведения о влиянии специфики раствора на скарновую зональность, следует упомянуть эксперименты Ф. В. Сыромятникова и И. М. Воробьева [13], В. Н. Шаропова и др. [14, 15], а также серию работ Д. В. Калинина [8, 9] по условиям синтеза скарновых минералов.

МЕТОДИКА И РЕЗУЛЬТАТЫ ЭКСПЕРИМЕНТОВ

В качестве объекта исследования выбраны три типа контактов: известняк — гранодиорит, доломит — гранодиорит и доломит — кварц. Минеральный состав гранодиорита следующий (в вес. %): плагиоклаз (46), кварц (24), калиевый полевой шпат (15), биотит (9), роговая обманка (5). Породы в измельченном виде ($<0,075$ мм) набивали в серебряные или платиновые пробирки диаметром 5 мм и высотой 50 мм так, что контакт между силикатной и карбонатной частями находился на половине высоты пробирки (рис. 1). Контакт маркировали тонким (0,1 мм) кольцом из платины или серебра. Открытые пробирки помещали в герметичные плавающие вкладыши из титанового сплава ВТ-8, заполненные раствором соответствующего состава. Объем раствора в 50—100 раз превышал объем твердой фазы в пробирке. В отдельной капсуле в тот же вкладыш помещали никель-бунзенитовый кислородный буфер. Все опыты проводили в больших автоклавах объемом 300 см³ при одинаковой температуре 600° С и давлении H₂O 1000 кг/см² (по коэффициенту заполнения с учетом растворенной соли). В качестве стандартной выбрана 1 М концентрация солей. После опытов кислотность растворов, как правило, возрастала, причем для некоторых щелочных растворов очень существенно. Применявшиеся растворы целесообразно объединить в три группы: щелочные; нейтральные и слабокислые; сильнокислые. Для некоторых наиболее агрессивных сред пришлось уменьшить концентрацию

до 0,1 М (NaOH, KOH, FeCl₂, AlCl₃). Характеристика растворов приведена в табл. 1. Обычная продолжительность опытов 2 недели. Для увеличения мощностей зон, а также удобства исследования и контроля за достижением равновесного состояния отдельные эксперименты длились 4 и 8 недель. Минеральный состав экспериментальных колонок, последовательность зон, их мощность определяли посредством изучения под бинокулярном, в иммерсионных препаратах и с помощью фазового рентгеновского анализа. Химический состав основных разновидностей бимета-

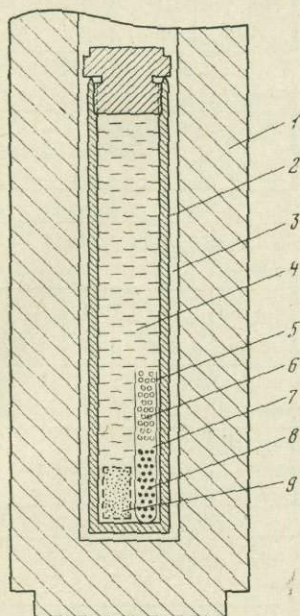


Рис. 1. Схема эксперимента

- 1 — автоклав;
- 2 — герметичный титановый вкладыш;
- 3 — вода;
- 4 — исходный воздействующий раствор;
- 5 — платиновая пробирка;
- 6 — уплотненный порошок известняка или доломита;
- 7 — маркирующее кольцо из платины;
- 8 — уплотненный порошок гранодиорита или кварца;
- 9 — никелевая капсула с кислородным буфером из смеси Ni — NiO

соматических колонок исследовали отдельно по зонам на рентгеновском микроанализаторе с максимально возможной детальностью [4]. Результаты экспериментов, характеристика строения колонок и описание минеральных фаз даны подробно в предшествующих публикациях [6, 7].

Таблица 1

Характеристики растворов, использовавшихся в экспериментах

Раствор	Состав и концентрация раствора (М)	рН раствора	
		исходного	после опыта
Щелочной и дистиллированная вода	H ₂ O (дист.)	7,1	5,6
	0,1 NaOH	11,8	6,3
	1,0 Na ₂ CO ₃	11,5	7,5
	1,0 Na ₂ SiO ₃	12,5	10,0
	1,0 NaF	9,2	6,8
	0,1 KOH	12,8	6,6
Нейтральный и слабкокислый	1,0 NaCl	5,8	5,3
	1,0 KCl	6,3	5,9
	1,0 CaCl ₂	7,1	2,0
	1,0 MgCl ₂	7,7	1,9
Сильнокислый	0,1 FeCl ₂	2,8	1,4
	0,1 AlCl ₃	3,2	1,3

Таблица 2

Биметасоматическое взаимодействие в дистиллированной воде
(рН исходного раствора 7,1, после опыта — 5,6, время опыта 1320 час)

№ колонки	№ опыта	Схема строения колонки	
1	172/2	Контакт известняк — гранодиорит	
2	172/5	Контакт известняк — гранодиорит	
3	172/3	Контакт доломит — гранодиорит	
4	172/6	Контакт доломит — гранодиорит	
5	172/1	Контакт доломит — кварц	
6	172/4	Контакт доломит — кварц	

* В таблицах и рисунках употребляются следующие символы минералов и пород: *Аб* — альбит, *Адр* — андрадит, *Акт* — актинолит, *Амф* — амфибол актинолитового ряда, щелочной амфибол, роговая обманка, *Анр* — анортит, *Би* — биотит, *Брс* — брусит, *Вол* — волластонит, *Гед* — геденбергит, *Гр* — гранат андрадит-гроссулярового ряда, *Грд* — исходный гранодиорит, *Грс* — гроссуляр, *Ди* — диопсид, *Дол* — доломит, *Изв* — исходный известковый мрамор, *Ка* — кальцит, *Кв* — кварц, *Ккр* — канкринит, *Кпш* — калиевый полевой шпат, *Крд* — кордиерит, *Кус* — куспидин, *Мгт* — магнетит, *Неф* — нефелин, *Нор* — норбергит, *Пи* — широксен диопсид-геденбергитового ряда, *Пл* — плагиоклаз, *Риб* — рибекит, *Рих* — рихтерит, *Тлк* — тальк, *Трм* — тремолит, *Флр* — флюорит, *Фор* — форстерит, *Хл* — хлорит, *Эг* — эгирин. Числовые индексы у символа плагиоклаза означают содержание анортитовой составляющей, у остальных минералов — железистой составляющей.

В табл. 2—5 систематизированы результаты экспериментов, показавшие строение биметасоматических колонок, полученных в разных растворах при контактовом взаимодействии известняка с гранодиоритом, доломита с гранодиоритом и доломита с кварцем. Положение исходного контакта отмечено жирной вертикальной линией со стрелками наверху. Цифрами под каждой колонкой указано расстояние границ зон от контакта в миллиметрах.

Схему расположения вещества в пробирке избирали с учетом как можно меньшего взаимодействия между раствором и породой, непосред-

ственно с ним соприкасающейся. Поэтому в опытах со щелочными и нейтральными растворами пробирки были открыты со стороны известняка или доломита, а в кислых средах — со стороны гранодиорита или кварца. Обратное расположение в случае агрессивных растворов сильно искажало картину собственно биметасоматического взаимодействия. С целью более полной информации для чистой воды и раствора NaCl приведены обе возможные схемы размещения.

Эксперименты в дистиллированной воде. Биметасоматические колонки, возникающие в каждом из трех исследованных типов контактов в присутствии чистой H_2O , приведены в табл. 2. Результаты экспериментов достаточно полно отражены на схемах строения колонок в этой и других таблицах, поэтому мы ограничимся краткими комментариями к ним. В опытах с H_2O привлекает внимание интенсивное развитие экзоконтактных зон колонок при слабо проявленном биметасоматическом замещении со стороны гранодиорита или кварца. Отчетливо видно, что все парагенезисы экзоконтактной части колонки обусловлены диффузией в карбонатную породу только кремния. В контакте с известняком образуется единственная волластонитовая зона, а в опытах с доломитом развиваются существенно диопсидовые и форстеритовые ассоциации, последовательность расположения которых одинакова в контактах с гранодиоритом и кварцем. Миграция железа и алюминия со стороны гранодиорита не обнаруживается, хотя длительность опытов с H_2O была специально увеличена до 8 недель. Преобразование гранодиорита выражается в исчезновении сначала кварца, а в приконтактной зоне — и калиевого полевого шпата, замещенного плагиоклазом. Одинаковое строение эндоконтактной части колонки в опытах с известняком и с доломитом, характеризующееся замещением калиевого полевого шпата плагиоклазом, свидетельствует об определяющей роли диффузии кальция из карбонатной породы. При обратном расположении пород в пробирке все черты биметасоматического взаимодействия сохранялись, только кварц из гранодиорита весь выносился. В опытах с чистым кварцем (колонки 5, 6) он полностью растворяется в приконтактной части и мигрирует в сторону доломита с возникновением пустоты на том месте, где должны были бы формироваться эндоконтактные зоны.

Эксперименты в щелочных растворах. Еще более отчетливо, чем в чистой воде, выражена десиликация гранодиорита в щелочных растворах; в то же время все основные особенности строения колонок остаются прежними (табл. 3). В опытах с натриевыми растворами из минералов гранодиорита первым исчезает биотит, замещенный амфиболом, затем кварц и калиевый полевой шпат. Приконтактные зоны обычно двумеральные, сложены плагиоклазом и амфиболом или плагиоклазом и пироксеном. В опытах с NaOH и NaF вместо плагиоклаза появлялся нефелин, а при Na_2CO_3 — канкринит. В растворе KOH калиевый полевой шпат устойчив наряду с плагиоклазом вплоть до приконтактной зоны. Сохраняется и биотит, который даже замещает амфибол у контакта с доломитом. Правда, в контакте с известняком развивается зона $Pl + Kfs + An + Amf$, в которой биотит замещен амфиболом. Строение экзоконтактных зон однотипно при опытах со всеми растворами и почти такое же, как при опытах, проведенных в чистой воде. Никаких признаков миграции железа и алюминия из гранодиорита в карбонатную породу даже в опыте с NaOH продолжительностью 8 недель не обнаружено. Лишь в одном случае, при использовании раствора Na_2CO_3 , отмечено появление канкринита со стороны экзоконтакта.

Взаимодействие в нейтральных и слабокислых растворах (табл. 4). Общим для всех этих колонок по сравнению с опытами в щелочных растворах и в H_2O является более интенсивно выраженное эндоконтактное взаимодействие при некотором сокращении мощностей экзоконтактных зон. В экзоконтакте гранодиорита с известняком здесь наряду с

Таблица 3
Биметасоматическое взаимодействие в щелочных растворах

№ колонки	№ опыта	Состав и концентрация раствора (М)	рН раствора		Время, час	Схема строения колонки
			исходного	после опыта		
1	2	3	4	5	6	7
7	173/2	0,1 NaOH	11,8	6,3	1320	<p>Контакт известняк – гранодиорит</p>
8	156/3	1,0 Na ₂ CO ₃	11,5	7,5	332	
9	154/3	1,0 Na ₂ SiO ₃	12,5	10,0	334	
10	169/2	1,0 NaF	9,2	6,8	334	
11	176/2	0,1 KOH	12,8	6,6	333	

Таблица 3 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7
12	173/3	0,1 NaOH	11,8	6,3	1320	<p>Контакт доломит – гранодиорит</p>
13	156/5	1,0 Na ₂ CO ₃	11,5	7,5	332	
14	154/5	1,0 Na ₂ SiO ₃	12,5	10,0	334	
15	169/3	1,0 NaF	9,2	6,8	334	
16	176/3	0,1 KOH	12,8	6,6	333	

Таблица 3 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7
17	173/1	0,1 NaOH	11,8	6,3	1320	<p>Контакт доломит – кварц</p>
18	156/1	1,0 Na ₂ CO ₃	11,5	7,5	332	
19	154/1	1,0 Na ₂ SiO ₃	12,5	10,0	334	
20	169/1	1,0 NaF	9,2	6,8	334	
21	176/1	0,1 КОН	12,8	6,6	333	

1708-8021

Таблица 4
Биметасоматическое взаимодействие в нейтральных и слабых кислых растворах

№ колонки	№ опыта	Состав и концентрация раствора (М)	рН раствора		Время, час	7
			исходного	после опыта		
1	2	3	4	5	6	7
22	178/2	1,0 NaCl	5,8	5,3	670	<p>Контакт известняк – гранодиорит</p>
23	136/3	1,0 NaCl	5,9	5,4	671	
24	155/3	1,0 KCl	6,3	5,9	333	
25	142/3	1,0 CaCl ₂	7,1	2,0	339	
26	143/3	1,0 MgCl ₂	7,7	1,9	338	

Таблица 4 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7
						Контакт доломит – гранодиорит
27	178/3	1,0 NaCl	5,8	5,3	670	
28	136/5	1,0 NaCl	5,9	5,4	671	
29	155/5	1,0 KCl	6,3	5,9	333	
30	142/5	1,0 CaCl ₂	7,1	2,0	339	
31	143/5	1,0 MgCl ₂	7,7	1,9	338	

1709—1

Таблица 4 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7
						Контакт доломит – кварц
32	178/1	1,0 NaCl	5,8	5,3	670	
33	136/1	1,0 NaCl	5,9	5,4	671	
34	155/1	1,0 KCl	6,3	5,9	333	
35	142/1	1,0 CaCl ₂	7,1	2,0	339	
36	143/1	1,0 MgCl ₂	7,7	1,9	339	

Таблица 5
Биметасоматическое взаимодействие в сильноокислых растворах

№ колонки	№ опыта	Состав и концентрация раствора (М)	рН раствора		Время, час	Схема строения колонки
			исходного	после опыта		
37	170/2	0,1 FeCl ₂	2,8	1,4	332	<p>Контакт известняк – гранодиорит</p>
39	170/3	0,1 FeCl ₂	2,8	1,4	332	<p>Контакт доломит – гранодиорит</p>
41	170/1	0,1 FeCl ₂	2,8	1,4	332	<p>Контакт доломит – кварц</p>
42	168/1	0,1 AlCl ₃	3,2	1,3	333	

волластонитом появляется гранат или пироксен, и колонки становятся более похожими на обычные скарновые. В гранодиорите с приближением к контакту биотит последовательно сменяется амфиболом, а затем пироксеном диоксид-геденбергитового ряда с образованием очень характерной для всех колонок пироксен-плаггиоклазовой приконтактной зоны. Эта же закономерность смены темноцветных минералов проявлена и в растворе KCl, но плаггиоклаз в этом случае замещается калиевым полевым шпатом (колонки 24 и 29). В опытах с CaCl₂ и MgCl₂ гранат появляется также со стороны эндоконтакта, где он замещает плаггиоклаз. В контакте с доломитом установлена менее интенсивная миграция кремния, чем в щелочных растворах, что выражается в исчезновении диопсида и волластонита в экзоконтактных зонах этих колонок, появлении вместо них мономинеральной форстеритовой зоны, выдержанно прослеживающейся во всех опытах. Железо из гранодиорита мигрирует в область экзоконтакта и отлагается там в виде магнетита. Эндоконтактная часть доломитовых колонок имеет такое же строение, как и в контакте гранодиорита с известняком, за исключением опыта с MgCl₂, где по гранодиориту обильно развиваются магнезиальные силикаты и алюмосиликаты: тальк, хлорит и кордиерит.

Эксперименты в сильноокислых растворах (табл. 5). Колонки, полученные в сильноокислых растворах FeCl₂ и AlCl₃, имеют много общего с сформировавшимися в нейтральных и слабоокислых условиях. По известняку в них развиваются еще более мощные гранатовые зоны с закономерным возрастанием железистости граната по мере удаления от гранодиорита. У границы с незамещенной карбонатной породой обычно образуется черная магнетитовая зона. Общим для этих колонок является отсутствие кальцит-форстеритовой зоны, которая столь характерна для доломитовых контактов во всех опытах, проведенных в щелочных и нейтральных средах.

Кальций и магний интенсивно мигрируют из известняка и доломита в гранодиорит, благодаря чему сильно возрастает основность плаггиоклаза вплоть до чистого анортита, а в контакте с доломитом со стороны гранодиорита появляются зоны с тремолитом и сохраняет большую устойчивость биотит. В колонке 37 проявлена переменность состава плаггиоклаза в широком диапазоне от исходного № 30 до анортита № 100 у контакта. Примечательно, что кварц в этих условиях растворяется слабо и сохраняется в гранодиорите весьма близко к контакту. По-видимому, разрастание экзоконтактных зон происходит главным образом за счет диффузии кремнезема, освобождающегося при замещении олигоклаз-андезина и калиевого полевого шпата основным плаггиоклазом. Это подтверждается тем, что в контакте доломита с кварцем экзоконтактная часть колонки имеет значительно меньшую мощность, чем в контакте с гранодиоритом.

ОБОБЩЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Проведенные эксперименты позволяют составить вполне определенное представление о влиянии специфики раствора на биметасоматическое взаимодействие.

1. Установлено, что биметасоматическое взаимодействие происходит в присутствии любых растворов, а также в чистой воде. Независимо от состава исходного раствора в исследованных контактах химически неравновесных пород образуется серия реакционных зон, сложных известково-магнезиально-железистыми силикатами и алюмосиликатами, в состав которых входят прежде всего компоненты контактирующих пород. Тип контакта оказывает большее влияние на общий облик формирующейся зональности, чем специфика раствора. В присутствии самых разных растворов колонки, возникающие в контакте известняка с грано-

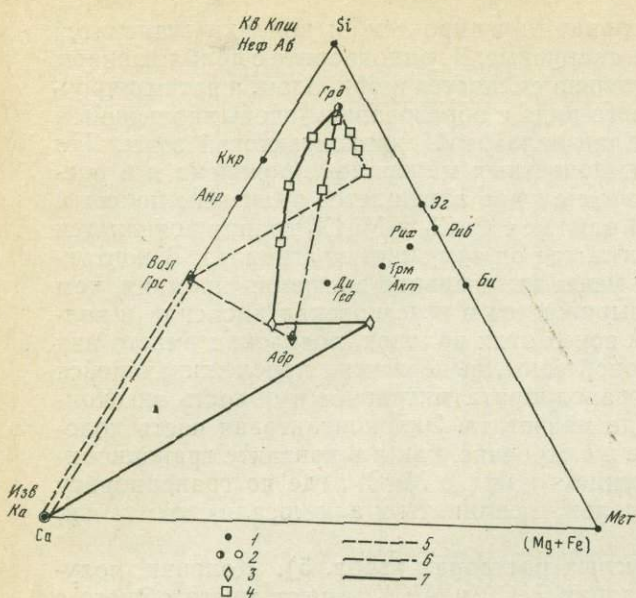


Рис. 2. Влияние кислотности на изменение состава вдоль колонки биметасоматических зон в опытах с контактом известняк—гранодиорит

- 1 — 4 — фигуративные точки:
 1 — минералов колонок,
 2 — исходных пород (известкового мрамора и гранодиорита),
 3 — состав экзоконтактных зон колонок,
 4 — эндоконтактных зон;
 5 — 7 — изменение составов:
 5 — в щелочной среде (раствор 0,1 М NaOH),
 6 — в нейтральной и слабокислой среде (раствор 1,0 М NaCl),
 7 — в сильноокислых условиях (раствор 0,1 М FeCl₂)

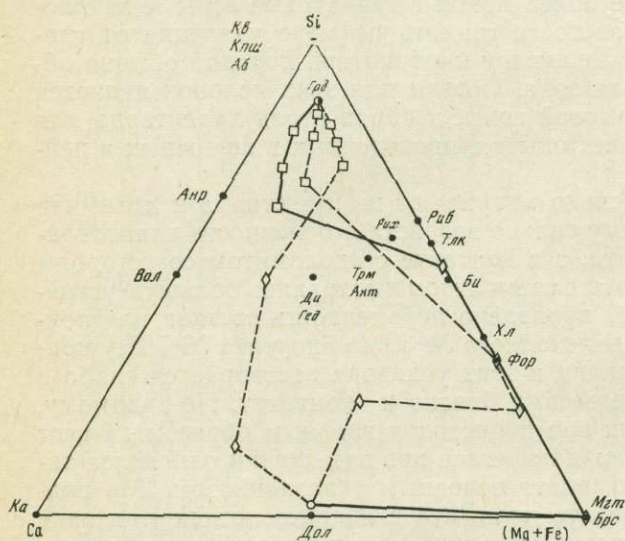


Рис. 3. Влияние кислотности раствора на изменение состава вдоль колонки биметасоматических зон в опытах с контактом доломит — гранодиорит

Условные обозначения те же, что на рис. 2

диоритом, обнаруживают много сходных черт и в то же время отличаются от колонок, формирующихся при контактовом взаимодействии доломита с гранодиоритом или доломита с кварцем.

2. Влияние раствора выражается в первую очередь в создании и поддержании того или иного уровня кислотности-щелочности среды, при котором происходит взаимодействие контактирующих пород. Кислотность среды оказывает определяющее воздействие на растворимость и миграционную активность компонентов в области встречной диффузии, что находит прямое отражение в парагенезисах минералов, мощностях зон и других особенностях строения колонок. На треугольных диаграммах составов (рис. 2, 3), построенных для компонентов, с миграцией которых связаны основные черты строения колонок, соединительными линиями показан ход изменения состава биметасоматических зон при движении вдоль колонки. В качестве примеров зональности, формирующейся в щелочных, нейтральных и кислых условиях, нанесены составы зон колонок, полученных соответственно в присутствии растворов NaOH, NaCl и FeCl₂.

Ход кривых наглядно выявляет принципиальные различия в закономерностях изменения химизма. В экзоконтактовой области в опытах со щелочными растворами образуются парагенезисы, наиболее богатые кальцием, в кислых — железом и магнием. В эндоконтактовых зонах, образовавшихся по гранодиориту, эти соотношения обратные. Парагенезисы колонок, полученных в нейтральных и слабокислых растворах, в обоих случаях занимают промежуточное положение. Показательно, что эта закономерность одинаково проявлена во всех трех изученных типах контактов. Щелочные растворы очень слабо извлекают железо и магний из темноцветных минералов гранодиорита, но сильно растворяют кремнезем. Поэтому в соответствующих колонках интенсивно развиты экзоконтактовые зоны, а в области эндоконтакта происходит лишь десиликатация породы, исчезновение *Кпш* и замещение биотита щелочным амфиболом (в натриевых растворах). В контакте с известняком в этих условиях получаются безжелезистые, чисто волластонитовые экзоскарны. В нейтральных и слабокислых растворах миграционная активность кремнезема снижается, а Са, Mg и Fe — возрастает. В контактовой области происходит достаточно интенсивная встречная миграция всех этих компонентов, и возникают колонки, наиболее близкие к природным скарнам и другим биметасоматическим образованиям. Сильнокислые растворы наиболее активно извлекают железо и магний из алюмосиликатной породы, но они сильно растворяют известняк и доломит с образованием пустот. Гранодиорит в этих опытах отальковывался и хлоритизировался. Существование таких растворов в природных известковых или доломитовых контактах маловероятно из-за нейтрализующего действия карбонатных толщ большой буферной емкости.

3. Катионный и анионный состав растворов играет менее существенную роль в образовании и строении биметасоматических колонок. Он отражается лишь на второстепенных деталях скарновой зональности. Так, например, во фторидных растворах вместо форстерита и волластонита возникали гумиты и куспидин, в калиевых — калиевый полевой шпат вместо плаггиоклаза. При десиликации гранодиорита в щелочных условиях в опытах с NaOH и NaF развивался нефелин, а с Na₂CO₃ — канкринит.

4. Биметасоматические колонки обладают ясно выраженной конвергентностью, состоящей в возможности формирования однотипной зональности в присутствии растворов довольно разного состава. Главные черты строения биметасоматических колонок определяются составом контактирующих пород и pH раствора.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Вербичев К. Х.* Результаты минералотермометрических исследований некоторых минералов Тырны-Ауза. — Тр. Новочеркасск. политехн. ин-та, 1959, вып. 103.
2. *Жариков В. А.* Парагенезисы известковых скарнов. — В кн.: Проблемы метасоматизма. М., «Недра», 1970.
3. *Жариков В. А., Зарайский Г. П., Стояновская Ф. М.* Экспериментальное моделирование биметасоматической скарновой зональности. — В кн.: Международный геохимический конгресс. Тезисы докладов. Т. II. М., ВИНТИ, 1971.
4. *Зарайский Г. П., Лапутина И. П.* Распределение вещества в экспериментальных биметасоматических зональных колонках по данным рентгеновского микроанализа. — Геол. рудн. месторожд., 1976, № 2.
5. *Зарайский Г. П., Жариков В. А., Стояновская Ф. М.* Экспериментальное исследование биметасоматического взаимодействия окислов и карбонатов кальция и магния с кварцем. — В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М., «Наука», 1974.
6. *Зарайский Г. П., Жариков В. А., Стояновская Ф. М.* Экспериментальное изучение биметасоматического скарнообразования. Ч. I. Взаимодействие окислов и карбонатов кальция и магния с кварцем. — В кн.: Очерки физико-химической петрологии. Вып. IV. М., «Наука», 1974.
7. *Зарайский Г. П., Жариков В. А., Стояновская Ф. М.* Экспериментальное изучение биметасоматического скарнообразования. Ч. II. Взаимодействие окислов и карбо-

- натов кальция и магния с алюмосиликатными средами.— В кн.: Очерки физико-химической петрологии. Вып. V. М., «Наука», 1975.
8. Калинин Д. В. Гидротермальные реакции плагиоклаза.— В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Т. IV. Новосибирск, «Наука», 1966.
 9. Калинин Д. В. Экспериментальные исследования физико-химических условий скарнирования. Новосибирск, «Наука», 1969.
 10. Крутов Г. А. О роли галоидного процесса в образовании контактово-метасоматических месторождений.— Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология, 1960, № 6.
 11. Лесняк В. Ф. Опыт минералотермических исследований Тырны-Аузского скарнового рудного комплекса на Северном Кавказе.— Тр. ВНИИП, 1957, 1, вып. 2.
 12. Лесняк В. Ф. О некоторых особенностях формирования скарнорудных комплексов.— Минерал. сб. Львов. геол. о-ва, 1961, № 15.
 13. Сыромятников Ф. В., Воробьев И. М. Опыт экспериментального моделирования процесса образования известковых скарнов.— Докл. АН СССР, 1969, 184, № 3.
 14. Шарапов В. Н., Голубев В. С., Калинин Д. В. К вопросу о динамике формирования биметасоматических известковых скарнов.— Докл. АН СССР, 1970, 191, № 4.
 15. Шарапов В. Н., Голубев В. С., Рыбалкина Р. Д. Экспериментальное изучение элементов динамики формирования биметасоматических и диффузионных известковых скарнов.— Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, 1973, вып. 35.

ТИПОМОРФИЗМ ПЛАГИОКЛАЗА И ВЕРТИКАЛЬНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ПРОДУКТИВНЫХ МЕТАСОМАТИТОВ ТЫРНЫАУЗА

Е. Н. Граменицкий, Н. Г. Зиновьева, О. В. Кононов,
М. Ю. Коротаяв, Т. И. Щекина

Теоретической основой оценки эндогенных месторождений скарнового типа является определение формационной принадлежности, выяснение типов и природы зональности оруденения и сопровождающих его метасоматитов. В этом отношении значительный интерес могут представить данные, полученные на таких хорошо изученных объектах, как Тырныауз. Тырныаузское рудное поле, как известно, уникально по сложности геологического строения и разнообразию сопутствующей минерализации. Несмотря на почти 40-летнюю историю геологического изучения, по многим основным вопросам геологии и генезиса месторождения дискуссия еще продолжается. Геологоразведочные работы на флангах и глубоких горизонтах далеки от завершения, и окончательная оценка перспектив рудных тел и рудного поля в целом еще предстоит. В то же время уже сейчас ряд геологических данных [8, 11, 13] и результаты детальных минералогических исследований [7] позволяют сделать предварительные обнадеживающие выводы. Любые новые независимые данные, которые могли бы быть использованы для подтверждения или отрицания перспектив оруденения, безусловно, имеют прикладное значение. Они интересны также тем, что открывают возможности выявления критериев оруденения, основанных на природных закономерностях.

В настоящее время на Тырныаузе выделяется несколько минеральных формаций, состав и возрастные отношения которых друг с другом установлены по геологическим данным. Следует отметить проявление на Тырныаузе своеобразной конвергентности: развитие почти в каждой формации сходных минеральных ассоциаций. Например, типичная для скарнов минеральная ассоциация гроссуляр-андрадитового граната с диопсид-геденбергитовым пироксеном прослеживается (с некоторыми вариациями состава минералов) от контактово-метаморфической до гидротермально-сульфидной стадии.

ХАРАКТЕРИСТИКА ФОРМАЦИИ ПРОДУКТИВНЫХ МЕТАСОМАТИТОВ

В основном Мо и W связаны с метасоматитами, образованными за счет пироксен-гранатовых и пироксеновых скарнов, а также околоскарновых пироксен-плаггиоклазовых пород («пироксеновых роговиков») [6]. В пироксен-гранатовых скарнах преобладают кварц-пироксен-плаггиоклазовые метасоматиты, образующие густую пространственную сеть жилоподобных тел (штокверк), каждое из которых имеет мощность не более нескольких десятков сантиметров. Для их осевой части типичны метасоматические и крустификационные жильные или линзообразные участки кварц-плаггиоклазового состава или полностью окварцованные. Метасоматиты постоянно окружены и отделяются от вмещающих их скарнов зонами, имеющими извилистые очертания и состоящими из более железистых пироксена и граната с подчиненным переменным количеством кварца и плаггиоклаза. Вкрапленность рудных минералов — шеелита и молибденита — приурочена преимущественно к послескарновым метасоматическим образованиям. По крайней мере, при массовом изучении штуфов под люминесцентной лампой и шлифов в люминесцентном микроскопе зерна шеелита в реликтовых участках неизмененного, так называемого светлого скарна не наблюдались. Аналогичного состава (но без граната и иногда с амфиболом) и строения метасоматические прожилки, имеющие обычно меньшую мощность (до первых сантиметров), развиты в околоскарновых породах.

Среди пироксеновых скарнов метасоматиты представлены Мо и W зонами окварцевания, на границе с которыми обычно развиты крупные, хорошо оформленные кристаллы геденбергита. Непосредственно в контакте с реликтами неизмененных скарнов участки окварцевания окаймлены зонами пироксена, имеющего более высокую железистость, чем в скарнах, с небольшим количеством кварца. Перспективность метасоматитов по биотит-амфиболовым роговикам, так называемым трондьемитам, и ультраосновным породам в отношении оруденения была предсказана ранее [5] и сейчас находит подтверждение. Первые из них имеют кварц-плаггиоклаз-амфиболовый, а вторые — кварц-флогопит-амфиболовый состав, и с ними подчас связаны не всегда выдержанные содержания молибдена и вольфрама.

Почти отсутствует вкрапленность шеелита в метасоматитах существенно кварц-плаггиоклазового (по гранитам), кварц-плаггиоклаз-биотитового (по биотитовым роговикам) и везувиан-волластонитового с пироксеном или гранатом состава (по скарнированным мраморам), что объясняется, с одной стороны, низкой активностью кальция, а с другой — высоким давлением CO_2 .

Фациальный характер парагенетических типов метасоматитов, т. е. их связь с единым процессом, обосновывается геологическими наблюдениями, например при прослеживании прожилковидных метасоматитов, пересекающих границы пород разного состава. Главнейшие из минералогических типов метасоматитов отчетливо выделяются на диаграмме состав — парагенезис (рис. 1).

На диаграмме хорошо видно унаследование метасоматитами соотношения инертных компонентов Ca, Al, Si, Mg, Fe от состава замещаемых пород. Отметим, что диаграмма состав — парагенезис полностью соответствует наблюдаемым в Тырнаузе минеральным ассоциациям.

Каждая формация метасоматитов характеризуется более или менее четкой метасоматической околожильной зональностью. Подчеркнем основные закономерности изменения минерального и химического состава пород, связанные с процессами образования продуктивных метасоматитов.

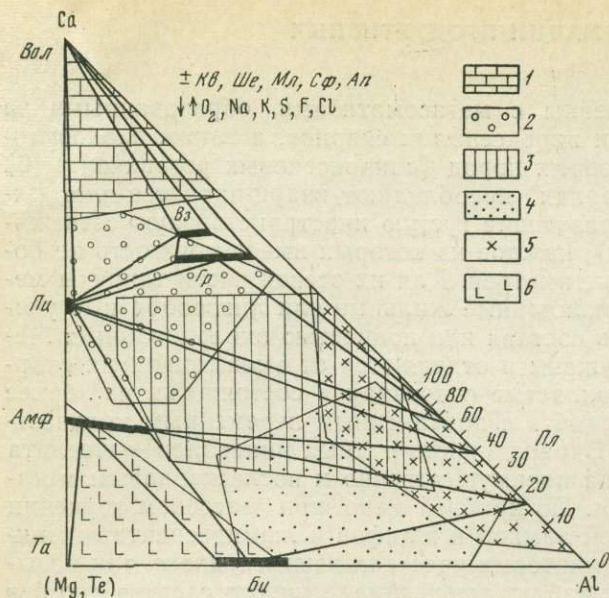


Рис. 1. Парагенетические ассоциации послескарновых метасоматитов

1—6 — исходные породы:

- 1 — скарнированные известняки,
- 2 — скарны,
- 3 — околоскарновые породы,
- 4 — биотитовые и другие роговики,
- 5 — лейкократовые граниты,
- 6 — ультраосновные породы;

- Амф — амфибол,
- Ан — анортит,
- Би — биотит,
- Гр — гранат,
- Пл — плагиоклаз,
- Пи — пироксен,
- Та — тальк,
- Вэ — везувиан,
- Вол — волластонит,
- Кв — кварц,
- Ше — шеелит,
- Мл — молибденит,
- Сф — сфен,
- Ап — апатит

1. В метасоматитах по сравнению с исходными породами возрастает железистость породообразующих минералов.

2. Происходит последовательный вынос в первую очередь сильных, а затем в зонах интенсивного метасоматоза и слабых оснований — Са, Mg, Fe, Al, Ti.

3. Последовательно снижается окислительный потенциал, что подчеркивается выносом (или восстановлением) трехвалентного железа, а также сменой окисленных форм молибдена в молибдошеелите восстановленными — в молибдените.

4. В последовательных зонах колонки увеличивается содержание кварца, который в осевой части зон образует по существу мономинеральную породу.

5. Минеральные замещения в метасоматитах имеют противоположную направленность по сравнению с замещениями в скарнах: основной плагиоклаз замещается более кислым, гранат — плагиоклазом и пироксеном, пироксен — кварцем и др. В метасоматических замещениях последующих стадий вновь можно усмотреть смену направленности реакций на обратную, например замещение кварца магниезильно-железистыми и кальциевыми минералами (гранатом, волластонитом, бустамитом, хлоритом, стильпноmelаном, тальком, кальцитом и др.). Развитие продуктивных метасоматитов знаменует, таким образом, существенный передел в ходе метасоматического процесса.

6. Направленность замещений по колонке метасоматитов отвечает увеличению условных потенциалов ионизации [3]. В последовательных зонах колонки вычисленные значения «средства к протону» [10] закономерно уменьшаются. В апоскарновой колонке исходному пироксен-гранатовому скарну соответствует величина ΔZ , равная +3,613, кварц-плагиоклаз-пироксен-гранатовой зоне — $\Delta Z = +3,552$, кварц-пироксен-плагиоклазовой — $\Delta Z = +1,224$, кварцевой — $\Delta Z = -1,575$. Продуктивные метасоматиты Тырнауза, исходя из этого, рассматриваются как формация своеобразно проявленного высокотемпературного кислотного выщелачивания.

Молибден-вольфрамовое оруденение синхронно метасоматитам рассматриваемой формации. Помимо его пространственной связи, это доказывается, в частности, закономерным изменением состава молибдоше-

лита по зонам метасоматических колонок. По мере увеличения интенсивности процесса по зонам метасоматической колонки содержание пеллитоидной составляющей уменьшается; в центральных (кварцевых, кварц-плаггиоклазовых) зонах почти чистый, без молибдена шеелит ассоциирует с молибденитом. Изменение состава шеелита по зонам колонки находит также отражение в обычной (прямой) зональности зерен: молибдошеелитовое ядро по резкой границе переходит в чисто шеелитовую оторочку.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИЗМЕНЕНИЯ СОСТАВА И СТРУКТУРЫ ПЛАГИОКЛАЗОВ МЕТАСОМАТИТОВ

Плаггиоклаз — характерный минерал метасоматитов — распространен почти во всех главнейших их фациях. Диаграмма состав — парагенезис (см. рис. 2), полученная путем подробного изучения минерального состава в основном метасоматитов VIII горизонта Главного рудного тела, показывает закономерное изменение основности плаггиоклаза в зависимости от минеральной ассоциации. Самые кислые плаггиоклазы № 4—35 встречаются в ассоциации с биотитом; с амфиболом состав плаггиоклаза колеблется от № 35 до 40, с пироксеном — № 40—52, с гранатом — № 52—64. В очень редкой ассоциации с воластонитом встречается битовнит № 70—75.

Принципиальное строение диаграммы состав — парагенезис сохраняется для всех горизонтов Главного рудного тела и для других рудных тел Тырнаузского рудного поля. Вместе с тем, как показывает опыт изучения Тырнауза [2, 6], минералообразование в стадию послескарновых метасоматитов происходило на фоне существования градиентов физико-химических параметров. Можно было предположить, что наличие этих градиентов проявится в изменении состава плаггиоклаза в плане и вертикальном разрезе месторождения. В связи с этим проведены целенаправленные исследования, результаты которых изложены ниже.

Состав плаггиоклаза определяли иммерсионным и Федоровским методами. Оба метода, при взаимном контроле, дали вполне удовлетворительную воспроизводимость с точностью до трех номеров плаггиоклаза. Результаты этих исследований представлены на рис. 2.

Закономерности изменения состава плаггиоклаза сводятся к следующему.

1. Состав плаггиоклаза метасоматитов всегда более кислый, чем во вмещающих породах. От внешних зон метасоматитов к внутренним плаггиоклаз также становится более кислым, т. е. существует корреляция основности плаггиоклаза со степенью интенсивности процесса.

2. Увеличение номера плаггиоклаза в указанном выше ряду минеральных ассоциаций прослежено для всех горизонтов и рудных тел. Эта закономерность выдерживается для подавляющего большинства данных, однако есть несколько исключений. На всех горизонтах Главного рудного тела обнаружен плаггиоклаз, состав которого (лабрадор-битовнит № 70) не изменяется в вертикальном разрезе. Поскольку во всех этих случаях метасоматиты развиваются за счет пироксен-плаггиоклазовых околоскарновых пород, очевидно, это реликтовый минерал. В остальных случаях перекрытие состава плаггиоклаза в ассоциациях с пироксеном и амфиболом, а также для других пар минеральных ассоциаций было в пределах точности измерений. Таким образом, говорить об изменении состава в пределах одного горизонта нельзя.

3. Состав плаггиоклаза в каждой парагенетической ассоциации с глубиной изменяется волнообразно, причем минимум лежит для всех ассоциаций в районе VI—VII горизонтов (см. рис. 2). Наибольшее значение для определения закономерности имеют инвариантные составы плаггио-

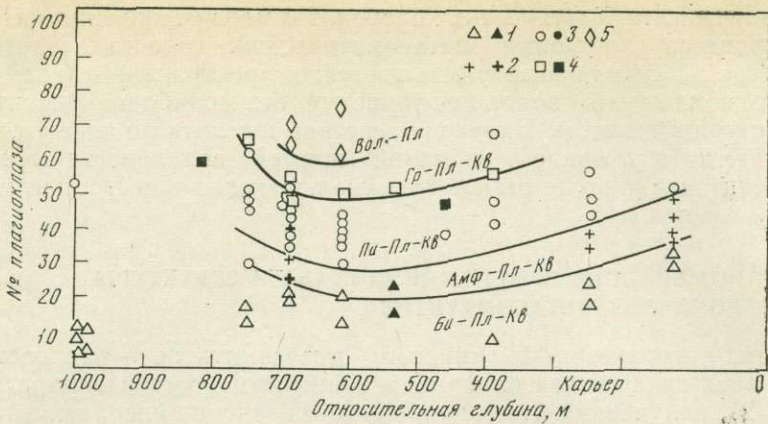
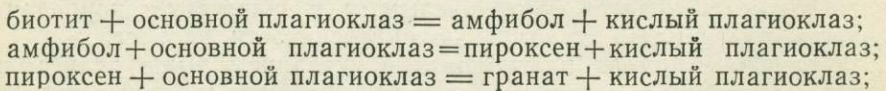


Рис. 2. Изменение состава плаггиоклаза послескарновых метасоматитов в вертикальном разрезе Главного рудного тела в различных парагенетических ассоциациях
 1 — с биотитом; 2 — с амфиболом; 3 — с пироксеном; 4 — с гранатом; 5 — с волластонитом; значки, закрашенные черным, — для аномальной структурной зоны

клавов в четырехминеральных ассоциациях: биотит + амфибол + плаггиоклаз + кварц; амфибол + пироксен + плаггиоклаз + кварц; пироксен + гранат + плаггиоклаз + кварц; поскольку их изменение, согласно правилу фаз, возможно лишь при изменении внешних условий. Число внутренних степеней свободы в таких ассоциациях равно нулю. Именно для этих ассоциаций проведены линии на рис. 3. Все они имеют одинаковую кривизну, минимум на одном горизонте, две соседние кривые сдвинуты одна относительно другой по оси составов примерно на постоянную величину. Изгиб кривых на нижних горизонтах более крутой, чем на верхних. Уникальная волластонит-плаггиоклазовая ассоциация встречается только на VII и VIII горизонтах. Из приведенных четырехминеральных ассоциаций относительно широко распространена лишь последняя, с гранатом и пироксеном. Остальные линии проведены в основном по наибольшему и наименьшему номеру плаггиоклаза в трехминеральных ассоциациях. Для самых высоких уже отработанных горизонтов северо-западного фланга состав плаггиоклаза приведен по данным Г. А. Семочкина (1969 г.).

Изменение состава плаггиоклаза в инвариантных ассоциациях может быть моделировано реакциями смещенного равновесия типа:



причем во всех реакциях может участвовать избыточный кварц. Приведенные реакции управляются несколькими интенсивными параметрами, из которых общими для всех равновесий являются температура, давление, химическая активность иона натрия и кислотность. Другие геохимические факторы имеют значение лишь для отдельных равновесий, например активность калия является фактором равновесия реакции с участием биотита.

Из общих соображений, по-видимому, следует ожидать монотонное изменение температуры с глубиной. Тем более невероятно изменение давления с экстремумом в вертикальном разрезе. Активность щелочных металлов (щелочнометальность) и кислотность выступают, как установлено для различного типа месторождений, в качестве независимых факторов. В частности, альбитизация плаггиоклаза — характерное явление для большинства типичных процессов кислотного выщелачивания.

В послескарновых метасоматитах Тырнауза уменьшение номера плагиоклаза по мере возрастания интенсивности кислотного выщелачивания (по зонам метасоматической колонки)— твердо установленный факт. Примечательно, что по любым количественным оценкам относительной «кислотофильности» [3, 10] анортит является более основным минералом, чем альбит. Максимальная кислотность плагиоклаза на средних горизонтах Главного рудного тела, по данным С. В. Джубуева, отчетливо коррелируется с данными о максимальном содержании W и Mo на тех же горизонтах. Экстремальное изменение состава плагиоклаза в парагенетических ассоциациях одной формации послескарновых метасоматитов, которое прослеживается в вертикальном разрезе по Главному рудному телу, имеет, таким образом, характер моноасцендентной зональности, обусловленной возрастанием, максимальным значением, а затем убыванием снизу вверх активности кислотных компонентов.

В колонне поднимающихся послемагматических растворов максимум кислотности достигается, как известно, на некотором расстоянии от источника. Для объяснения этого положения в теории кислотно-основной дифференциации [9] предлагаются две причины. Первая, основная: уплотнение растворов по мере понижения температуры. Второй дополнительной причиной является кислотно-основной фильтрационный эффект. Установленная зональность полностью согласуется с представлениями Д. С. Коржинского о синусоидальном законе изменения кислотности, положенном им в основу математической модели волны кислотных компонентов, и, таким образом, может иметь индикаторное значение для оценки перспективности рудных тел на глубину.

С этой точки зрения интерес представляет изменчивость состава плагиоклаза в рудных телах Аномальной структурной зоны (АСЗ, Северный участок), являющейся тектоническим блоком, опущенным относительно блока Главной структурной зоны (ГСЗ) по Центральному разлому в пострудное время. Небольшое число данных для АСЗ нанесено на рис. 2 черными сплошными значками. По всей совокупности данных рудные тела АСЗ, развитые на уровне VIII горизонта, сопоставимы с верхними горизонтами Главного рудного тела, что согласуется с амплитудой смещения северного блока на глубину 500—600 м относительно ГСЗ. Вместе с другими данными это может служить надежным критерием перспективности развития метасоматитов на более глубоких горизонтах зоны.

Плагиоклазы послескарновых метасоматитов Тырнауза в основном обладают промежуточной степенью упорядоченности (рис. 3), которая определялась по угловому расстоянию между рентгеновскими рефлексами 131 и 131 (SiK_{α} излучение). Эти величины, обозначаемые 20_{131} — 20_{131} , наносили на диаграмму Слеммонса [16], по которой определяли индексы упорядочения. Для плагиоклаза, ассоциирующего с кварцем и биотитом, индексы упорядочения соответствуют 34—44; закономерное изменение их значений с глубиной не наблюдается. Большая часть плагиоклазов из кварц-пироксен-плагиоклазовой ассоциации обладают промежуточной степенью упорядоченности (индексы упорядочения от 25 до 70), но наблюдаются также и упорядоченные формы. На самых верхних горизонтах (на уровне карьера «Пик») встречены наиболее неупорядоченные плагиоклазы, на более глубоких горизонтах закономерность пока не выявлена.

Степень упорядоченности плагиоклазов из пироксен-плагиоклаз-кварцевой ассоциации, определенная по диаграмме А. С. Марфунина, соответствует значениям 0,5—0,7. Образование промежуточных плагиоклазов в метасоматитах Тырнауза является их уникальной особенностью, так как в большинстве метасоматитов плагиоклазы обладают упорядоченной структурой [12].

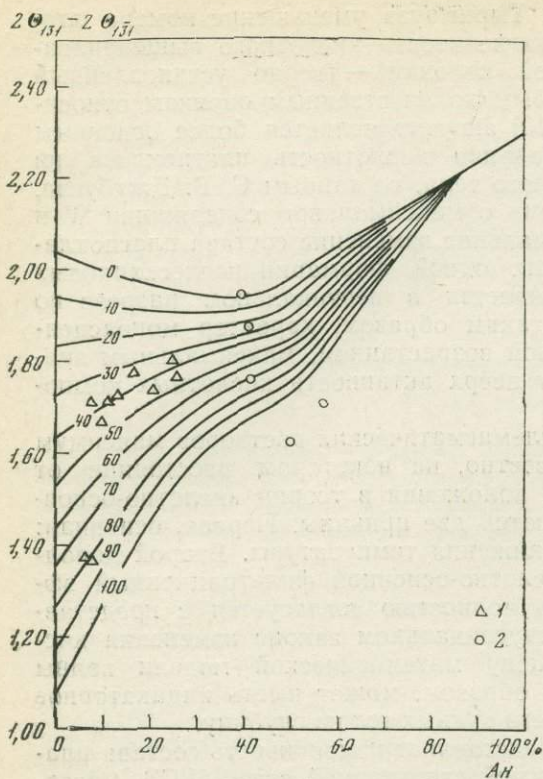


Рис. 3. Характеристика структурного состояния плагиоклазов послескарновых метасоматитов Тырныауза на диаграмме Слеммонса [16]

1 — плагиоклаз из Би-Пл-Кв ассоциации; 2 — плагиоклаз из Пи-Пл-Кв ассоциации

Однако в отличие от Тырныауза плагиоклазы месторождения Чорух-Дайрон представлены полностью упорядоченными модификациями. Следовательно, различия в степени упорядоченности плагиоклазов этих месторождений могут быть обусловлены температурой их образования. Действительно, на Тырныаузском месторождении развита наиболее высокотемпературная фация формации кварц-полевошпатовых метасоматитов. Индексы упорядоченности большинства плагиоклазов Тырныауза соответствуют температуре синтеза около 550°C [15]. Однако прямое сопоставление этой величины с температурными условиями образования послескарновых метасоматитов должно быть весьма осторожным.

Сохранение неупорядоченных метастабильных форм плагиоклаза в породах может быть обусловлено только кинетическими факторами, своего рода закалкой, что возможно лишь при резком падении температуры и прекращении циркуляции минералообразующих растворов. Экспериментальными исследованиями по синтезу плагиоклазов установлено [12, 15], что при увеличении продолжительности опытов степень упорядоченности синтезированных промежуточных плагиоклазов постепенно возрастает, причем этот процесс приблизительно описывается кинетическими уравнениями II порядка [14]. Экстраполируя данные изучения кинетики упорядочения альбита, время контакта образовавшихся плагиоклазов с воздействующим раствором при температуре 550°C можно оценить не более чем в несколько десятков лет. Для более основных плагиоклазов процесс упорядочения идет значительно

Для интерпретации этих данных обратимся к результатам экспериментальных исследований. На примере альбита [12] было показано, что плагиоклазы промежуточной степени упорядоченности, образовавшиеся при температуре ниже 650°C , являются метастабильными формами. По имеющимся в настоящее время данным, температура перехода высокий — низкий альбит отвечает $680 \pm 40^{\circ}\text{C}$. При синтезе альбита [12] и плагиоклазов более основного состава [15] при температурах выше 400°C в экспериментах получены лишь промежуточные, по-видимому, квазиравновесные метастабильные формы, причем степень их упорядоченности уменьшалась при увеличении температуры синтеза.

Образование сходных минеральных ассоциаций в подобных продуктивных метасоматитах месторождений Майхура [4], Чорух-Дайрон [1] позволяет предположить, что они, как и метасоматиты Тырныауза, формировались под воздействием послемагматических растворов сходного состава.

медленнее: например, для олигоклаза № 20 при той же температуре требуемое время на 1,5 порядка больше [15]. Расчет по мощности околожильной диффузионной колонки дает продолжительность образования метасоматитов в пределах тысяч — первых десятков тысяч лет.

Развитие продуктивных метасоматитов контролируется вполне определенной системой трещиноватости. Очевидно, закрытие этой системы и прекращение циркуляции растворов обусловило своеобразную «закалку» метастабильных форм плагиоклаза промежуточной упорядоченности.

ВЫВОДЫ

1. Установленное на Главном рудном теле изменение состава плагиоклаза продуктивных метасоматитов по вертикали с экстремумом на VI—VII горизонтах коррелируется с максимумом продуктивности рудного тела на тех же горизонтах. Предложена интерпретация этих фактов, основанная на модели волны кислотности Д. С. Коржинского. В колонне восходящих послемагматических растворов максимум активности кислотных компонентов достигался на средних горизонтах.

2. Подобные закономерности возможны для содержаний элементов-примесей в минералах околорудных измененных пород. Постановка специальных методических исследований для выявления подобных индикаторных элементов имела бы общее значение.

3. Своеобразная особенность послескарновых метасоматитов Тырнауза — присутствие в них плагиоклазов промежуточной степени упорядоченности, связана с высокой температурой продуктивной стадии. Сохранение в породах таких метастабильных форм объясняется относительно небольшой продолжительностью стадии, оцениваемой предварительно в несколько тысяч лет.

ЛИТЕРАТУРА

1. Власова Д. К. Петрология скарнов и околорудных метасоматитов Чорух-Дайрона. М., 1976.
2. Граменицкий Е. Н., Аранович Л. Я., Кононов О. В. Скарны Тырнауза, минеральные ассоциации и физико-химические условия образования.— Вестн. Моск. ун-та, 1976, № 1.
3. Жариков В. А. Скарновые месторождения.— В кн.: Генезис эндогенных месторождений. «Недра», 1968.
4. Жариков В. А., Власова Д. К. Околорудные изменения и оруденение в скарнах Майхуры.— В кн.: Минеральные месторождения. «Наука», 1972.
5. Кононов О. В. Процессы молибден-вольфрамового оруденения в скарнах Тырнаузского месторождения (Кабардино-Балкарская АССР). М., 1963.
6. Кононов О. В., Граменицкий Е. Н. Зональность молибден-вольфрамового оруденения Тырнауза (Северный Кавказ).— Геол. рудн. месторожд., 1972, № 1.
7. Кононов О. В., Граменицкий Е. Н., Аранович Л. Я. Зональность скарнов и оруденения Тырнауза.— В кн.: IV симпозиум IAGOD. София, 1974.
8. Кононов О. В., Назымова Г. Н., Свириденко А. Ф. Особенности развития геологической структуры и стадийность процессов формирования Тырнаузского молибден-вольфрамового месторождения (Северный Кавказ).— В кн.: Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений. Л., ЛГУ, 1971.
9. Коржинский Д. С. Теория метасоматической зональности. «Наука», 1969.
10. Маракушев А. А. Метод термодинамического расчета показателей основности горных пород и минералов.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1976, 1, вып. 1.
11. Пэк А. В. Геологическое строение рудного поля и месторождения Тырнауза.— Тр. Ин-та геол. рудн. месторожд., петрогр., минералогии и геохимии АН СССР, 1962, вып. 56.
12. Сендеров Э. Э., Шекина Т. И. О стабильности структурных форм альбита и условиях их образования в природе.— Геохимия, 1976, № 2.
13. Хрущов Н. А. Тырнауз.— Сов. геология, 1958, № 2.

14. *Щекина Т. И., Сендеров Э. Э., Бычков А. М., Тобелко Е. И.* Кинетика упорядочения альбита в щелочных гидротермальных растворах.— *Геохимия*, 1973, № 1.
15. *Eberhard E.* Zur Synthese der Plagioclase.— *Schweiz. Min. Petrogr. Mitt.*, 1967, 47, H. 1.
16. *Stemmons D. B.* Observation on order-disorder relations of natural plagioclase. I. A method of evaluation order-disorder.— *Norsk. Geol. Tidsskr.*, 1962, 42, H 2.

ЗОНАЛЬНОСТЬ И МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ СКАРНОВО-ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УРАЛА

К. В. Подлесский

Теория и физико-химические условия скарнообразования фундаментально разработаны Д. С. Коржинским [5—7], В. А. Жариковым [2, 3] и другими исследователями. В последнее время с появлением новых аналитических методов исследования возможности детального изучения тонких особенностей состава скарнов и парагенетического анализа расширились.

На Урале, в Тагило-Кушвинском, Ауэрбахо-Турьинском и Магнитогорском районах, известковые скарновые тела на скарново-железородных месторождениях образуются либо в контактах интрузивных пород с известняками, либо в многочисленных контактах известняков и эффузивных пород в осадочно-вулканогенных толщах. При этом в каждом конкретном контакте формируются скарновые тела с определенной метасоматической зональностью. Все встреченные на рассматриваемых месторождениях сложно построенные скарновые залежи значительной мощности представляют собой чередующиеся одно с другими небольшие скарновые тела простейшего сложения, иногда с выпадением из разреза отдельных зон.

Изучение разрезов скарновых тел на уральских железородных месторождениях позволило установить, что последовательность строения скарновых зон между алюмосиликатными и карбонатными породами может быть схематически представлена в следующем виде.

- I тип. 0. Алюмосиликатная порода.
 1. Пироксен-скаполитовая (или пироксен-ортоклазовая) порода.
 2. Пироксен-гранатовый скарн.
 3. Гранатовый скарн.
00. Карбонатная порода (в разрезе может отсутствовать).
- II тип. 0. Алюмосиликатная порода.
 1. Пироксен-плаггиоклазовая порода.
 2. Пироксен-гранатовый скарн.
 3. Гранатовый скарн.
 4. Пироксеновый скарн (в разрезе может отсутствовать).
00. Карбонатная порода (в разрезе может отсутствовать).
- III тип. 0. Алюмосиликатная порода.
 1. Пироксен-плаггиоклазовая порода.
 2. Пироксеновый эпидозит.
 3. Пироксен-гранатовый скарн.
 4. Гранатовый скарн (в разрезе может отсутствовать).
 5. Пироксеновый скарн.
00. Карбонатная порода.
- IV тип. 0. Алюмосиликатная порода.

1. Пироксен-плаггиоклазовая порода.
 2. Гранатовый скарн.
 3. Пироксеновый скарн (в разрезе может отсутствовать).
 4. Волластонитовый скарн.
00. Карбонатная порода.

Наличие того или иного типа зональности обусловлено составом алюмосиликатной породы [8] и физико-химическими условиями процесса скарнообразования.

В подавляющем большинстве известковые скарны железорудных месторождений Урала связаны с интрузиями гранодиоритов и диоритов, сложены одинаковыми минералами (гранат, пироксен, плаггиоклаз, эпидот) и отличаются постоянством парагенезисов. Появление в скарновых зонах других минералов определяется, как правило, иным составом контактирующей алюмосиликатной породы. При этом некоторое различие в минеральном составе наблюдается только в породах околоскарновых зон. Так, появление скаполита в ассоциации с пироксеном и ортоклаза в ассоциации с гранатом в околоскарновых породах наблюдается на месторождениях, связанных с интрузивными породами сиенитового состава (например, Гороблагодатское), т. е. с породами повышенной щелочности.

Для выявления особенностей строения скарновых колонок в зависимости от состава контактирующей с известняками алюмосиликатной породы исследованы типичные разрезы через скарновые тела рассматриваемых месторождений (показатели преломления минералов измерены с точностью 0,001—0,002).

Разрез через скарновое тело **Гороблагодатского** месторождения на контакте с сиенитами.

1. Пироксеновые сиениты. Порода состоит (в %) из ортоклаза (~45), плаггиоклаза № 25—40 (~35), пироксена (~20) и незначительного количества биотита, хлорита, пренита, мусковита, сфена и апатита.

2. Зона скарнированных сиенитов. Мощность 4 м. В породе наблюдается резкое преобладание (в %) ортоклаза (70—80) над плаггиоклазом (10—20); меньше, чем в неизменной породе, количество пироксена (5—10). Наблюдаются отдельные зерна и гнездообразные скопления граната, которые содержат около 40 мол.% андрадита ($n=1,800-1,804$). Встречаются также эпидот, хлорит, кальцит, распыленный магнетит и акцессорные.

3. Зона пироксен-скаполитовых околоскарновых пород. Мощность 14 м. Порода состоит (в %) из скаполита (~45), пироксена (~35), плаггиоклаза — альбита (~10), анальцима (~5), граната (~2) и незначительных количеств ортоклаза, плаггиоклаза № 28—35, эпидота, хлорита, пренита, кальцита, сфена, циркона. Скаполит переменного состава содержит 0—30% мейонитовой молекулы ($n_o=1,543-1,550$; $n_e=1,539-1,546$) и частично замещен альбитом и анальцимом. Состав пироксена в зоне меняется от 20 до 40 мол.% геденбергита ($n_g=1,707-1,726$; $n_p=1,685-1,703$). Встречающиеся зерна граната содержат 40—50 мол.% андрадита ($n=180-1812$).

4. Зона гранатовых скарнов с эпидотом (до 2%) и редким хлоритом, магнетитом, кальцитом, амфиболом. Мощность 4 м. Гранат переменного состава, содержит 40—70 мол.% андрадита ($n=1,800-1,845$).

Разрез через скарновое тело **Высокогорского** месторождения на контакте с порфиритами.

1. Пироксен-плаггиоклазовые порфириты.

2. Зона пироксен-плаггиоклазовых околоскарновых пород с гранатом. Мощность 20 м. Порода состоит (в %) из плаггиоклаза (~60), пироксена (~25), граната (~8), эпидота (~3), амфибола (~2) и незначительного количества кальцита, хлорита, кварца, магнетита, сфена и апатита. Плаггиоклаз представлен олигоклаз-андезином (№ 20—50), но есть и незначительное количество альбита (№ 0—10). Пироксен переменного состава с содержанием геденбергитовой молекулы 10—30% ($n_g=1,706-1,717$; $n_p=1,686-$

1,696). Состав граната меняется от 20 до 45 мол.% андрадита ($n=1,769-1,808$). Амфибол актинолит-тремолитового ряда имеет показатели преломления: $n_g=1,634-1,637$; $n_p=1,608-1,613$.

3. Зона пироксен-гранатовых скарнов. Мощность 17,5 м. Порода состоит (в %) из граната (~55), пироксена (~35), амфибола (~5), кальцита (~2), эпидота (~1) и незначительных количеств хлорита, магнетита, сфена и апатита. Состав граната меняется от 30 до 45 мол.% андрадита ($n=1,783-1,806$). Состав пироксена меняется от 10 до 25 мол.% геденбергита ($n_g=1,698-1,715$; $n_p=1,676-1,694$). Амфибол имеет показатели преломления: $n_g=1,644-1,650$; $n_p=1,621-1,623$.

4. Зона гранатовых скарнов с участками массивных магнетитовых руд. Мощность 19 м. Порода состоит в основном из граната и небольшого количества эпидота (2%), кальцита (1,5%), хлорита, иногда сфена и апатита. Состав граната в безрудных участках меняется от 40 до 55 мол.% андрадита ($n=1,799-1,821$).

5. Мраморизованные известняки.

Разрез через сложно построенную скарново-рудную залежь Северо-Песчанского месторождения (на контакте с диоритами).

1. Диориты.

2. Зона пироксен-гранатовых скарнов с редким реликтовым плагиоклазом. Мощность 16 м. Порода состоит (в %) из граната (~65), пироксена (~30) и кварца, кальцита, эпидота, плагиоклаза, хлорита (все вместе ~5). Состав граната меняется от 20 до 35 мол.% андрадита ($n=1,766-1,788$). Пироксен содержит около 20 мол.% геденбергита ($n_g=1,708$; $n_p=1,680$).

3. Зона пироксен-плагиоклазовых околоскарновых пород. Мощность 2,8 м. Пироксен содержит 6-8 мол.% геденбергита ($n_g=1,698$; $n_p=1,672$). Плагиоклаз — лабрадор (№ 64). Из вторичных минералов встречаются много пренина, незначительное количество хлорита, серицита и аксессуарные — сфен, апатит.

4. Зона пироксен-гранатовых скарнов. Мощность 1,7 м. Состав граната меняется от 12 до 40 мол.% андрадита ($n=1,754-1,794$), пироксена — от 5-7 до 20 мол.% геденбергита ($n_g=1,696-1,708$; $n_p=1,667-1,680$). Из вторичных минералов встречаются эпидот, кварц, кальцит, серицит и реликтовые — плагиоклаз, апатит.

5. Зона массивных магнетитовых с пирротином руд, в которых сохранились крупные реликтовые участки и гнезда безрудных пироксен-гранатовых скарнов. Мощность 6,3 м. Гранат в безрудных скарнах содержит 20-45 мол.% андрадита ($n=1,766-1,805$); а пироксен — 8-20 мол.% геденбергита ($n_g=1,699-1,708$; $n_p=1,672-1,679$).

6. Зона оруденелых пироксен-гранатовых скарнов с реликтовыми участками безрудных скарнов. Мощность 3 м. Состав граната в безрудных участках меняется от 23 до 42 мол.% андрадита ($n=1,776-1,799$), а пироксена — от 5 до 20 мол.% геденбергита ($n_g=1,698-1,708$; $n_p=1,668-1,682$).

7. Зона массивных магнетитовых с пирротином руд, в которых встречаются реликтовые гнезда безрудных гранатовых скарнов. Мощность 5,2 м. Состав граната в безрудных скарнах меняется в пределах 38-54 мол.% андрадита ($n=1,796-1,808$).

8. Зона пироксен-гранатовых скарнов с редким рассеянным магнетитом. Мощность 2,8 м. Гранат в породе преобладает (~80%) и содержит 36-47 мол.% андрадита ($n=1,794-1,804$). Пироксен имеет показатели преломления: $n_g=1,695$; $n_p=1,665$, т. е. это почти чистый диопсид. Из других минералов встречаются кальцит, эпидот, хлорит.

9. Зона массивных магнетитовых с пирротином руд с реликтовыми участками безрудных пироксен-гранатовых скарнов. Мощность 5 м. Гранат в безрудных участках содержит 30-35 мол.% андрадита ($n=1,787-1,790$), а пироксен — около 10 мол.% геденбергита ($n_g=1,697-1,699$; $n_p=1,672-1,675$).

10. Зона пироксен-гранатовых скарнов. Мощность 6,9 м. В породе приблизительно одинаковое количество пироксена и граната. Гранат содержит 35-40 мол.% андрадита ($n=1,790-1,798$), а содержание геденбергитовой молекулы в пироксене меняется от 10 до 33% ($n_g=1,699-1,720$); $n_p=1,675-1,692$). Из других минералов встречаются плагиоклаз, эпидот, кальцит, кварц, сфен, апатит.

11. Зона измененных пироксен-плагиоклазовых порфиритов. Мощность 14,4 м. Порода состоит из плагиоклаза (№ 67), пироксена (диопсид) и вторичных — хлорита, эпидота, альбита (№ 7-8).

12. Зона пироксен-гранатовых скарнов. Мощность 1,2 м. Состав граната переменный — 10—42 мол. % андрадита ($n=1,750-1,776-1,800$). Пироксен содержит 7—20 мол. % геденбергита ($n_g=1,697-1,708$; $n_p=1,672-1,684$).

13. Зона массивных магнетитовых руд с реликтовыми участками безрудных скарнов. Мощность 2,4 м. Гранат в безрудных участках содержит около 30 мол. % андрадита ($n=1,782$).

14. Мраморизованные известняки с прослоями пироксен-гранатовых и гранатовых скарнов.

Приведенные выше разрезы и схемы строения скарновых тел уральских скарново-железорудных месторождений (на основании определенной последовательности развития зон, изменения состава минералов, смены парагенезисов и др.) позволяют рассматривать скарнообразование как взаимодействие известняков с алюмосиликатными породами при посредстве постмагматических растворов. При этом скарнированию подвергаются как известняки и контактирующие с ними породы активной интрузии, так и различные прилегающие к ним вулканогенные породы. При замещении скарнами алюмосиликатных пород имеет место такая последовательность минералообразования: в диоритах и габбро-диоритах исчезают ортоклаз и магнетит и развивается маложелезистый пироксен диопсид-геденбергитового ряда, который замещает роговую обманку, кварц и частично полевые шпаты. В результате этого формируются так называемые околоскарновые породы, сложенные двумя основными минералами — плагиоклазом и диопсидом с примесью акцессорных (сфен, апатит, циркон). В дальнейшем плагиоклаз замещается гранатом с образованием пироксен-гранатовых скарнов, а затем, в конечную стадию процесса, пироксен также замещается гранатом и образуется мономинеральный гранатовый скарн. Совершенно аналогично происходит и замещение эффузивных пород или их туфов. Замещение известняка начинается с образования пироксенового скарна, который по мере развития процесса превращается сначала в пироксен-гранатовый, а затем и в гранатовый скарн.

Для выявления физико-химических условий скарнообразования исследованы составы сосуществующих минералов. Как показал Л. Я. Аранович [1], парагенезис граната с эпидотом может быть использован в качестве геотермометра. Им экспериментально установлена зависимость распределения Al и Fe^{3+} между гранатом и эпидотом от температуры: при повышении температуры Al переходит из водного минерала с низкой симметрией (моноклинного эпидота) в безводный минерал, обладающий высокой симметрией (гранат), а Fe^{3+} переходит в обратном направлении. При рассмотрении данных по составам сосуществующих граната и эпидота, встречающихся в первичных скарновых зонах различных скарново-железорудных месторождений Урала, установлено, что в гранатах содержится 30—45% андрадитовой молекулы, а в эпидотах — 23—25% железистого минерала. Если на диаграмму фазового соответствия в системе эпидот—гранат (рис. 1) нанести указанные составы сосуществующих гранатов и эпидотов, то они попадут в температурный интервал 650—500°С.

На основе анализа парагенетических ассоциаций выделенных четырех типов зональности и составов сосуществующих гранатов и эпидотов можно утверждать, что скарны на рассматриваемых месторождениях формировались в условиях следующих температурных фаций, выделенных В. А. Жариковым [3]: пироксен-гранатовая (500—550°С) — I и II типы; гранат-эпидотовая (400—500°С) — III тип; пироксен-гранат-воластонитовая (550—750°С) — IV тип. Последняя на уральских месторождениях распространена ограниченно.

Для известковых скарново-железорудных месторождений характерна определенная корреляционная зависимость между сосуществующими

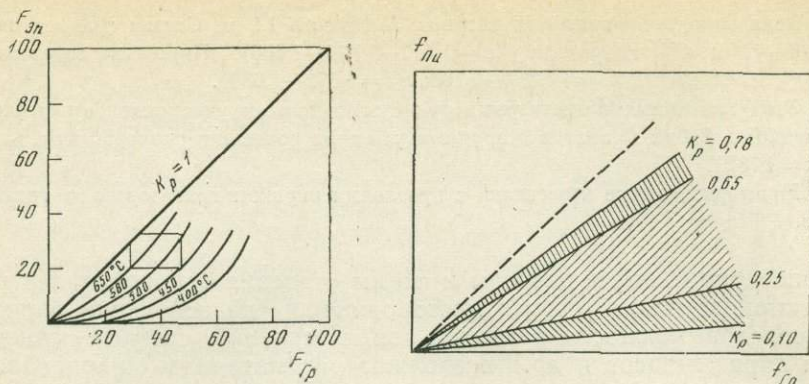


Рис. 1. Диаграмма фазового соответствия в системе эпидот—гранат, по Л. Я. Арановичу [1]; $F = \text{Fe}_2\text{O}_3 / (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Al}_2\text{O}_3) \cdot 100$ мол.%. Прямоугольник—температурный интервал, при котором сосуществуют скарновые гранаты и эпидоты

Рис. 2. Корреляция железистости сосуществующих пироксенов, $f_{\text{Пи}} = N_{\text{Fe}}^{\text{Пи}} / (1 - N_{\text{Fe}}^{\text{Пи}})$, и гранатов, $f_{\text{Гр}} = N_{\text{Fe}}^{\text{Гр}} / (1 - N_{\text{Fe}}^{\text{Гр}})$, на скарно-железорудных месторождениях; среднее заштрихованное поле отражает наиболее часто встречаемые соотношения

главными скарновыми минералами. На рис. 2 представлена диаграмма корреляции железистости сосуществующих пироксенов и гранатов для различных месторождений этого типа. Указанное отношение представляет собой константу равновесия (K_p) [3]. Изучение составов сосуществующих пироксена и граната уральских месторождений показало, что эта корреляционная зависимость находится в пределах 0,11—0,78 (табл. 1), причем K_p большинства сосуществующих пар из безрудных скарновых зон находится в пределах 0,25—0,65.

Особенность изученного фазового соответствия заключается в том, что в скарно-железорудных месторождениях биметасоматического типа отмечается ассоциация более железистого граната с менее железистым пироксеном. В. А. Жариков [3] установил, что железистость сосуществующих пироксена и граната зависит от окислительного потенциала и является показателем кислотности растворов. Повышение кислотности вызывает изменение распределения железа между сосуществующими фазами и способствует увеличению железистости пироксена и уменьшению железистости граната, а понижение кислотности растворов (повышение щелочности) приводит к обратным соотношениям. На основании анализа имеющихся данных можно считать, что образование изученных известковых скарнов протекает в условиях повышенной щелочности растворов.

Характер зональности скарновых тел и переменный состав породообразующих минералов на скарно-железорудных месторождениях Урала однозначно указывают на формирование скарнов биметасоматическим путем, т. е. в результате диффузионного взаимодействия алюмосиликатных и карбонатных пород под воздействием послемагматических растворов.

Одной из главных особенностей уральских месторождений является несоответствие в соотношении мощностей эндо- и экзоскарновых зон. Изучение разрезов через скарновые залежи показывает, что наиболее развиты зоны эндоскарнового происхождения, т. е. зоны, образовавшиеся путем замещения различных по составу алюмосиликатных пород. На это указывают: наличие реликтовых участков алюмосиликатных и околоскарновых пород в зонах пироксен-гранатовых и гранатовых скарнов; состав граната (содержание андрадитовой молекулы не превышает

Таблица 1

Состав, оптические свойства и K_D сосуществующих граната и пироксена на уральских месторождениях

№ образца	Пироксены			Гранаты		K_D	Месторождение
	* n_g	* n_D	мол. % геденберги- та	n^{**}	мол. % андра- дита		
8459	1,732	1,704	53	1,848	70	0,32	Гороблагодатское
8482	1,706	1,687	20	1,810	46	0,28	»
8481	1,715	1,694	25	1,812	48	0,26	»
8484	1,734	1,706	57	1,838	64	0,60	»
9284	1,715	1,694	25	1,806	44	0,42	Высокогорское
9283	1,698	1,676	19	1,806	44	0,30	»
1816	1,704	1,680	22	1,821	54	0,25	Ауэрбаховское
1903	1,700	1,678	15	1,843	67	0,12	»
1907	1,707	1,686	23	1,786	32	0,70	»
1601	1,703	1,678	21	1,766	24	0,78	Северо-Песчанское
1603	1,703	1,680	20	1,788	33	0,52	»
1611	1,699	1,672	12	1,826	57	0,11	»
1647	1,702	1,676	15	1,808	45	0,21	»
1732	1,717	1,691	30	1,810	46	0,48	»
1734	1,700	1,674	14	1,798	40	0,25	»
2077	1,697	1,670	10	1,815	50	0,11	Магнитогорское
2037	1,703	1,680	20	1,807	45	0,30	Березки
2039	1,700	1,676	16	1,796	39	0,27	»
2044	1,698	1,675	12	1,785	31	0,32	»
2048	1,715	1,694	25	1,790	34	0,66	»

* Показатели преломления определяли теодолитно-иммерсионным методом с точностью $\pm 0,001$.

** Точность определения $\pm 0,002$.

50%) в тех же скарновых зонах; постоянное присутствие аксессуарных минералов — сфена и апатита; степень метасоматической десиликации у большинства пород скарновых зон выше единицы; повышенное содержание Ti, Zr, Na в большинстве скарновых зон.

Последний признак характерен для изверженных пород. В спектральной лаборатории ИГЕМ АН СССР (аналитики Р. В. Кортман, А. Ф. Мартынова) выполнены анализы скарновых пород из приведенных выше разрезов через скарновые тела. Эндоскарны содержат (в %): Ti 0,4—1,0; Zr 0,01—0,03; Be 0,0001—0,0006; Na 0,7—6,0; а в скарнах, образовавшихся путем замещения карбонатных пород, установлены 0,01—0,3% Ti; 0,001—0,009% Zr и почти полное отсутствие бериллия и натрия.

Для количественной характеристики роли алюмосиликатных пород и известняков в качестве исходных для образования скарнов рассчитан баланс инертных компонентов в двух разрезах скарновых тел (на контакте с сиенитами, описанном выше, и на контакте с порфиритами). В табл. 2 и 3 приведены содержания инертных компонентов в последовательных зонах скарновых колонок.

Если предположить, что образование исследуемых парагенезисов обусловлено всей массой инертных компонентов (без возможного выноса компонентов, оказавшихся в избытке), тогда

$$W_{ск} = nW_n + (1 - n)W_k,$$

Таблица 2

Содержание инертных компонентов в скарновой колонке Гороблагодатского месторождения

Окислы	Сиенит		Пироксен-скаполитовая порода (14 м)*		Гранатовый скарн (4 м)		Известняк	
	вес. %	г/100 см ³	вес. %	г/100 см ³	вес. %	г/100 см ³	вес. %	г/100 см ³
SiO ₂	56,3	152,01	57,9	162,12	37,7	131,95	0,8	2,16
Al ₂ O ₃	19,5	52,65	21,25	59,25	16,95	59,33	0,3	0,81
CaO	5,05	13,64	8,2	22,96	19,9	69,65	54,0	145,8
Объемный вес, г/см ³		2,7		2,8		3,5		2,7

* В скобках указана мощность зоны.

Таблица 3

Содержание инертных компонентов в скарновой колонке Высокогорского месторождения

Окислы	Порфирит		Пироксен-плагиоклазовая порода (9,8 м)*		Пироксен-гранатовый скарн (3,2 м)		Гранатовый скарн (10 м)		Известняк	
	вес. %	г/100 см ³	вес. %	г/100 см ³	вес. %	г/100 см ³	вес. %	г/100 см ³	вес. %	г/100 см ³
SiO ₂	48,3	130,68	50,7	147,03	42,8	141,24	38,0	133,00	0,8	2,16
Al ₂ O ₃	13,6	37,53	15,7	45,53	14,2	46,86	17,0	39,5	0,3	0,81
CaO	6,32	17,06	6,97	20,21	28,2	95,04	20,0	70,0	54,0	145,8
Объемный вес, г/см ³		2,7		2,9		3,3		3,5		2,7

* В скобках указана мощность зоны.

где $W_{ск}$ — среднее относительное содержание инертного компонента во всех скарновых зонах, равно

$$W_{ск} = \frac{m_1 w_1 + m_2 w_2 + \dots + m_m w_m}{m_1 + m_2 + \dots + m_m};$$

w_1, w_2, \dots, w_m — содержание инертного компонента в зонах 1, 2, ..., m ; m_1, m_2, \dots, m_m — мощность скарновых зон 1, 2, ..., m ; $W_{п}$ — относительное содержание компонента в алюмосиликатной породе; $W_{к}$ — относительное содержание компонента в карбонатной породе; n — относительный объем замещаемой алюмосиликатной породы; $1-n$ — относительный объем замещаемой карбонатной породы. Отсюда

$$n = \frac{W_{ск} - W_{к}}{W_{п} - W_{к}},$$

т. е. относительный объем замещаемой алюмосиликатной породы равен отношению разности содержания инертных компонентов в образовавшейся и карбонатной породах к разности содержания инертных компонентов в алюмосиликатной и карбонатной породах.

Для скарнового тела, данные по которому приведены в табл. 2, будем иметь:

	$W_{ск}$	$W_{п}$	$W_{к}$	n
SiO ₂	155,4	152,01	2,16	1,02
CaO	33,33	13,64	145,8	0,85

Для Al₂O₃ расчета не приводим, так как принимаем, что он обладает полной инертностью при биметасоматозе [2]. Учитывая, что при образовании биметасоматических скарновых тел происходит уменьшение объема — «метасоматическая контракция» [5], мы можем полагать, что для образования единицы объема скарнов потребовалось 1,02 объема алюмосиликатной и 0,15 объема карбонатной пород. Тогда при общей мощности скарнового тела 18 м зона эндоскарнов составит 15,7 м, а зона экзоскарнов — 2,3 м.

Для скарнового тела, данные по которому приведены в табл. 3, будем иметь:

	$W_{ск}$	$W_{п}$	$W_{к}$	n
SiO ₂	140,12	130,68	2,16	1,07
CaO	27,49	17,06	145,8	0,92

При мощности скарнового тела 23 м мощность эндозоны составит 21,4 м, а экзозоны — 1,6 м.

Причина преимущественного развития зон эндоскарнового происхождения пока неясна. В какой-то мере ответ на этот вопрос дают экспериментальные работы [4] по изучению биметасоматического скарнообразования. В результате проведенных экспериментальных исследований Г. П. Зарайским, В. А. Жариковым и Ф. М. Стояновской получены скарновые колонки, которые, во-первых, подтвердили теоретические представления Д. С. Коржинского о биметасоматозе как о процессе взаимодействия и взаимного реакционно-метасоматического замещения двух химически неравновесных сред при посредстве гидротермальных растворов; во-вторых, позволили выявить ряд новых особенностей процесса биметасоматического скарнообразования (значение термодинамической подвижности и миграционной активности компонентов, асимметричность строения колонок и др.). Установлено, что на соотношении мощностей сопряженных эндо- и экзоскарновых зон главным образом влияет миграционная активность инертных компонентов, которая зависит от ряда факторов, в том числе от состава исходных пород и кислотности-щелочности растворов. В частности, преимущественное развитие эндоскарновых зон наблюдалось в условиях, когда растворы имели щелочной характер.

Анализ сосуществующих минералов известковых скарнов скарново-железородных месторождений и экспериментальные данные свидетельствуют о том, что процессы скарнообразования на Урале проходили под воздействием щелочных послемагматических растворов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аранович Л. Я. Фазовое соответствие в системе эпидот — гранат по экспериментальным данным.— Докл. АН СССР, 1975, 220, № 4.
2. Жариков В. А. Геология и метасоматические явления скарново-полиметаллических месторождений Западного Кармазара.— Тр. Ин-та геол. рудн. месторожд., петрогр., минералогии и геохимии АН СССР, 1959, вып. 14.
3. Жариков В. А. Скарновые месторождения.— В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. «Недра», 1968.
4. Зарайский Г. П., Жариков В. А., Стояновская Ф. М. Экспериментальное изучение биметасоматического скарнообразования.— В кн.: Очерки физико-химической петрологии. Вып. IV—VI. «Наука», 1974—1976.
5. Коржинский Д. С. Петрология Турьинских скарновых месторождений меди.— Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, 1948, вып. 48.

6. Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов.— В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. Изд-во АН СССР, 1953.
7. Коржинский Д. С. Теоретические основы анализа парагенезисов минералов. «Наука», 1973.
8. Подлесский К. В. Минеральный состав и парагенезисы скарнов и околорудных метасоматитов некоторых железорудных месторождений Урала.— В кн.: Метасоматиты и оруденение. «Наука», 1975.

О ГЕНЕЗИСЕ СКАРНОПОДОБНЫХ ПОРОД В ТОЛЩАХ АМФИБОЛИТОВ

А. А. Глаголев

Среди амфиболитов и метадиабазов района Вороньих тундр часто встречаются небольшие тела известково-силикатных пород, сложенные в основном клинопироксеном, гранатом ряда андрадит — гроссуляр, эпидотом и кальцитом. Из-за «скарнового» характера слагающих минералов эти породы многими называются скарнами. Кроме таких тел, в районе Вороньих тундр присутствуют амфиболиты, содержащие эпидот, пироксен и гранат, или амфиболиты, пронизанные тонкими прослойками «скарновых» минералов. Некоторые исследователи рассматривают эти скарноподобные образования как результат «регионального скарнирования» амфиболитов в связи с базификацией их на фронте гранитизации [6] или в качестве продуктов метасоматоза, следовавшего за региональным метаморфизмом [1].

В результате петрографического изучения амфиболитов и других пород района мы пришли к выводу, что образование скарноподобных пород произошло во время регионального метаморфизма за счет обогащенных кальцием основных вулканитов и в зонах развития послыйных и секущих карбонатных прожилков. Обогащение основных вулканитов (лав, туфов и тел метадиабазов) кальцием и развитие в них зон карбонатных прожилков, как нам представляется, произошло в результате миграции в зоны трещиноватости кальция, выносимого из основных эффузивов и субвулканических интрузий во время поствулканических процессов кислотного выщелачивания. Таким образом, скарноподобные породы рассматриваются нами как скарноиды в понимании Д. С. Коржинского [7] и исследователей его школы.

Район Вороньих тундр расположен на правом берегу р. Воронья и представляет собой область почти полного замыкания узкой протерозойской (?) синклинальной структуры, простирающейся на северо-запад и известной под названием зоны Колмозеро — Воронья (рис. 1). Синклиналь расположена среди архейских биотитовых гранито-гнейсов и сложена вулканогенными и осадочными породами, разделенными на две серии и четыре свиты. Тундровая серия представлена тремя свитами (снизу вверх): лязозерской (150—200 м), сложенной биотитовыми плагиогнейсами; полмостундровской (250—400 м), сложенной разнообразными амфиболитами с прослоями железистых кварцитов; вороньетундровской (150—350 м), представленной амфиболовыми и биотитовыми гнейсами с прослоями амфиболитов. Выше с небольшим несогласием [3] залегает кейвская серия, представленная здесь лишь червуртской свитой (250—350 м). Свита сложена высокоглиноземистыми кристаллическими сланцами и гнейсами.

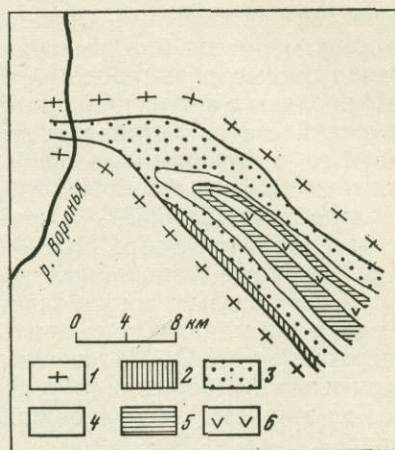
Если лязозерская свита представляет собой метаморфизованный терригенно-обломочный базальный горизонт, то полмостундровская и вороньетундровская свиты рассматриваются большинством исследова-

телей как вулканогенные толщи, первая основного, а вторая — среднего состава, с прослоями основных и кислых вулканитов. Об этом свидетельствуют местами сохранившиеся в них реликты порфировых, офитовых и других магматических структур. Породы червуртской свиты относятся к метаморфизованным пелитовым осадкам.

Перечисленные осадочные и вулканогенные породы прорваны сериями субвулканических интрузий ультраосновного, основного и кислого состава. В большинстве случаев они залегают в виде силлоподобных

Рис. 1. Геологическая схема района Вороньих тундр

- 1 — архейские биотитовые гранито-гнейсы;
- 2 — 4 — тундровая серия нижнего протерозоя (?):
- 2 — лязозерская свита плагногнейсов,
- 3 — полмостундровская свита амфиболитов с прослоями гнейсов и железистых кварцитов,
- 4 — вороньетундровская свита амфиболитовых и биотитовых гнейсов;
- 5 — кейвская серия, червуртская свита высокоглиноземистых гнейсов и сланцев;
- 6 — зона развития тел метадиабазов и метагаббров



тел, внедрившихся в зоны продольных нарушений, проходящие приблизительно вдоль простирания синклинали.

Региональный прогрессивный метаморфизм, прошедший на уровне эпидот-амфиболитовой фации, захватил все перечисленные выше породы. Температуры метаморфизма были в пределах 560—640° С [4]. Есть данные, что прогрессивный метаморфизм синхронен с двуполевошпатовыми нижнепротерозойскими (?) пегматоидными гранитами, тела которых прорывают все осадочные и вулканогенные толщи и субвулканические интрузии.

Многие геологи в породах района Вороньих тундр отмечают зоны изменений, проявляющихся в различных породах по-разному. Некоторые измененные породы принимаются исследователями за диафориты, образовавшиеся после регионального метаморфизма. Так, мусковит-кварцевые породы рассматриваются Л. А. Прияткиной и В. Б. Дагелайским [8] как диафориты по гнейсам. К подобным же выводам относительно этих пород пришли Ф. М. Ройзенман, В. А. Рождественская и В. В. Андронов. Они считают мусковит-кварцевые сланцы диафоритами по кислым, а хлорит-актинолитовые сланцы — по основным метавулканитам. Находящиеся в аналогичных зонах жедритовые амфиболиты и кордиерит-жедритовые породы принимаются В. В. Ждановым и Т. П. Малковой [6] за метасоматиты, связанные с процессами базификации, а Ф. М. Ройзенманом с сотрудниками — за метасоматиты, образовавшиеся после регионального метаморфизма толщи.

Скарноподобные породы и «скарнированные» амфиболиты залегают либо в амфиболитах полмостундровской свиты, либо в телах метагаббров и метадиабазов субвулканических интрузий, там, где через эти породы проходят продольные зоны дислокаций. Они прослеживаются в виде протяженных зон, секущих стратиграфические контакты и аполитивные образования. Протяженность отдельных зон 10—13 км при мощности 100—200 м. В пределах отдельных зон скарноподобные породы образуют системы параллельных или ветвящихся прожилков, линзовидных или неправильных по форме выделений [1]. Минеральный

состав скарноподобных пород: клинопироксен, эпидот, гранат, кварц, плагиоклаз, кальцит. В краевых частях прожилков и выделений присутствует роговая обманка, но отсутствует кальцит. Мощность отдельных прожилков достигает нескольких сантиметров, очень редко более 1 м. Вкрест простираения скарноподобные породы переходят в пироксен-эпидотовые амфиболиты, а затем в обычные амфиболиты.

В некоторых частях полмостундровской свиты в тонкополосчатых амфиболитах наблюдается очень характерное чередование маломощных «прослоев» куммингтонитовых и куммингтонит-жедритовых амфиболитов с пироксен-эпидотовыми амфиболитами. Мощность отдельных прослоев часто измеряется миллиметрами и долями миллиметра. Примеры таких пород рассмотрены ранее [4]. Встречаются и более широкополосчатые амфиболиты с аналогичными прослоями.

Химический состав разновидностей амфиболитов приведен в таблице. Наименее измененным амфиболитом является крупнозернистый амфиболит (метагаббро) обр. М-346. Из таблицы видно, что содержание СаО колеблется от 6,62% в гранатсодержащих куммингтонит-жедритовых амфиболитах (обр. М-356) до 13,90% в клинопироксеновых (обр. М-279). В скарноподобных породах содержание СаО, очевидно, еще выше. Биотитовые амфиболиты (обр. 825/161,0) по содержанию СаО близки к куммингтонит-жедритовым, резко отличаясь от них высоким содержанием К₂О. По составу анализированный образец куммингтонитовых амфиболитов (обр. 821/72,6) почти не отличается от метагаббро, по-видимому, из-за слишком незначительной примеси куммингтонита.

В связи с небольшой величиной угла пересечения (10—15°) несогласное положение зон дислокаций выявляется только при детальном картировании. Поэтому некоторые исследователи района [9] рассматривали полосчатые амфиболиты как толщу осадочных слоистых пород. Дело осложняется тем, что в полмостундровской свите присутствуют прослои

Химический состав различных амфиболитов Вороних тундр
(аналитик О. Г. Унанова)

Компоненты	М-346	М-356	⁸²⁵ / _{161,0}	⁸²¹ / _{72,6}	М-279	⁸²² / _{83,4}
SiO ₂	47,20	49,46	51,70	48,90	51,70	48,26
TiO ₂	0,65	1,26	0,85	0,80	0,72	0,79
Al ₂ O ₃	16,86	18,15	14,01	15,67	13,57	13,64
Fe ₂ O ₃	1,92	0,72	2,14	0,36	1,76	0,77
FeO	9,33	12,93	7,62	11,13	10,05	11,16
MnO	0,12	0,12	0,12	0,10	0,16	0,12
MgO	9,38	4,63	9,02	8,70	5,43	6,48
CaO	10,80	6,62	7,60	10,66	13,90	12,20
Na ₂ O	2,33	4,38	3,36	2,52	0,86	2,13
K ₂ O	0,11	0,08	1,89	0,08	0,06	1,11
H ₂ O ⁻	0,07	0,00	0,00	0,03	0,05	0,07
H ₂ O ⁺	1,32	1,23	1,33	0,91	1,05	1,30
CO ₂	—	—	—	0,03	0,79	1,31
Сумма . . .	100,09	99,58	99,64	99,89	100,10	99,52

Обр. М-346 — крупнозернистый амфиболит (метагаббро); обр. М-356 — гранатсодержащий трехамфиболовый (кумингтонит-жедритовый) амфиболит; обр. ⁸²⁵/_{161,0} — полосчатый биотитовый амфиболит; обр. ⁸²¹/_{72,6} — куммингтонитовый амфиболит; обр. М-279 — клинопироксеновый амфиболит; обр. ⁸²²/_{83,4} — полосчатый амфиболит с чередованием клинопироксеновых, куммингтонитовых и биотитовых амфиболитов

несомненно метаосадочных пород, таких как биотитовые и биотит-гранатовые гнейсы, железистые кварциты и магнетит-куммингтонитовые сланцы.

Представление о метасоматической природе скарноподобных и других пород в зонах дислокаций [1, 6] обосновывается главным образом секущим положением (иногда близким к согласному, иногда отчетливым) отдельных тел и целых зон скарноподобных пород. Однако существует ряд фактов, которые не соответствуют этой точке зрения. Они будут изложены ниже.

Рассматривая породы зон изменений в районе Вороньих тундр, В. И. Болотов и др. [2] пришли к выводу, что дистен-мусковит-кварцевые сланцы не являются диафоритами, а образовались при региональном метаморфизме кислых эффузивов, ранее подвергшихся поствулканическим изменениям. Наши исследования этих образований, а также жедрит-кордиеритовых и скарноподобных пород и полосчатых амфиболитов подтвердили вывод В. И. Болотова и др. о широком развитии в данном районе процессов поствулканического изменения вулканогенных пород, продукты которого подверглись затем региональному метаморфизму одновременно с осадочными и вулканогенными породами, входящими вне зон изменений.

Часть вулканогенных (может быть, и осадочных) пород изученного района до регионального метаморфизма была изменена процессами гидротермального поствулканического кислотного выщелачивания, сходного с околорудным изменением на колчеданных месторождениях. Выщелачивание проходило по продольным зонам дислокаций и сводилось к замещению вулканогенных пород основного и среднего составов кварц-хлоритовыми, а кислого состава — кварц-серицитовыми породами с более сильным окварцеванием в наиболее измененных участках. При этом зоны изменения обогащались сульфидными минералами. В основных породах этот процесс протекал при значительном выносе Na_2O и CaO . Выносимый натрий нигде не фиксировался, а кальций частично отлагался в карбонатно-кварцевых жилах. Последние иногда образовывали штокверки или серии тонких жил по сланцеватости как в измененных, так и в свежих породах. При региональном метаморфизме кварц-хлоритовых пород возникли жедрит-кордиеритовые, часто с альмандином, породы. Менее измененные основные вулканиты (с меньшим выносом кальция) преобразовывались в куммингтонитовые и жедритовые амфиболиты. За счет кварц-серицитовых пород формировались дистен-мусковит-кварцевые сланцы. Региональный метаморфизм основных пород, пронизанных сериями карбонатно-кварцевых жил в зонах дислокаций, привел к образованию зон и отдельных тел скарноподобных пород. Парагенезисы минералов измененных вулканитов до метаморфизма и после него показаны на рис. 2.

В подтверждение изложенного представления и против альтернативных гипотез может быть выдвинута следующая аргументация. Прежде всего скарноподобные породы, так же как и другие образования зон дислокаций, являются метаморфическими, а не метасоматическими породами. Об этом свидетельствует их многоминеральность, характерная для метаморфических пород. Нонвариантные ассоциации жедрит-кордиеритовых пород, кроме этих минералов, включают плагиоклаз, гранат (альмандин), биотит и кварц (или хлорит) [5]. Бедные кальцием (трехамфиболовые) амфиболиты состоят из роговой обманки, куммингтонита, жедрита, биотита, граната (альмандина), плагиоклаза и кварца [4]. Богатые кальцием амфиболиты содержат роговую обманку, клинопироксен, плагиоклаз, гранат (альмандин-гроссуляр), эпидот, биотит и кварц. Скарноподобные породы сложены клинопироксеном, гранатом (гроссуляр-андрадитом), эпидотом, плагиоклазом, кальцитом, кварцем и иногда микроклином.

О метаморфическом генезисе скарноподобных пород и амфиболитов свидетельствует также состав гранатов, изменяющийся в зависимости от содержания СаО в породе от альмандина в бедных кальцием и нормальных амфиболитах через промежуточные составы ряда альмандин—гроссуляр в богатых кальцием амфиболитах до андрадит-гроссуляра в скарноподобных породах.

На невозможность метасоматического образования скарноподобных пород указывает присутствие среди полосчатых амфиболитов тонкого чередования неравновесных «прослоев», таких как обедненные кальцием жедрит-куммингтонитовые амфиболиты и богатые кальцием клинопироксеновые амфиболиты с тонкими зонами скарновых ассоциаций минералов. Такие тонкополосчатые породы не могли образоваться при интенсивном и относительно высокотемпературном метасоматическом процессе, так как неравновесные тонкие «прослои» обязательно пришли бы в равновесие и исчезли. В условиях низкотемпературного поствулканического изменения образовавшиеся кварц-хлоритовые и кварц-кальцитовые «прослои» находились в равновесии друг с другом, поскольку хлорит был в равновесии с кальцитом (см. рис. 2, а). При метаморфизме на уровне эпидот-амфиболитовой фации вследствие создавшейся неравновесности происходил диффузионный метасоматоз, при котором СаО мигрировала из карбонатных жилочек во вмещающие породы. Сохранность тонкополосчатых толщ свидетельствует о низкой интенсивности диффузии кальция при региональном метаморфизме.

Судя по минеральному составу «прослоев», можно предположить, что общий химический состав такого тонкополосчатого амфиболита должен в основном соответствовать химически неизменному метабазиту. Для проверки был проанализирован амфиболит с тонким чередованием куммингтонитовых, биотитовых, клинопироксен-эпидотовых разновидностей амфиболитов и столь же тонких клинопироксен-кварц-кальцитовых «скарновых» зон. Проба для анализа приготовлена из столбика породы, вырезанного перпендикулярно «слоистости», длиной 20 см. Полученный химический состав (см. таблицу, обр. 822/64,4) оказался промежуточным между составами «неизменного» (обр. М-346) и клинопироксенового (обр. М-279) амфиболитов (за исключением возросшего

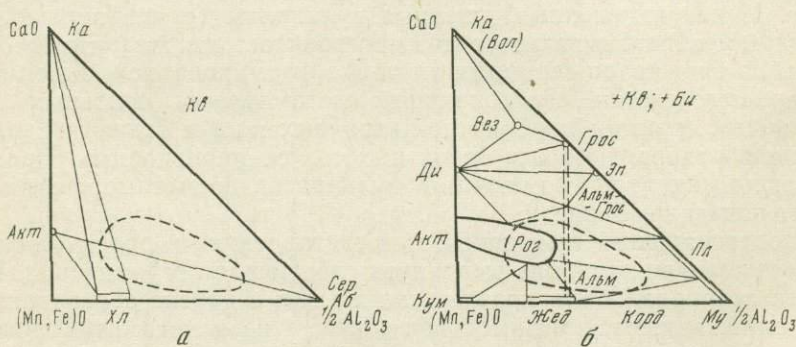


Рис. 2. Диаграммы состав — парагенезис для измененных поствулканическими процессами основных вулканитов (а) и метаморфизованных измененных вулканитов районов Вороньих тундр и контактовой зоны Айбенштоцкого плутона (б)

Акт — актинолит, Аб — альбит, Альм — альмандин, Альм-Гросс — гранат смешанного состава между альмандином и гроссуляром, Би — биотит, Вез — везувин, Вол — волластонит, Гросс — гроссуляр, Ди — клинопироксен ряда диопсид — геденбергит, Жед — жедрит, Ка — кальцит, Кв — кварц, Корд — корднерит, Кум — куммингтонит, Му — мусковит, Пл — плагиоклаз, Рог — роговая обманка, Сер — серицит, Хл — хлорит, Эп — эпидот; фазовое поле гранатов показано прерывистыми линиями; индексы в скобках — минералы, встречающиеся только в контактовой зоне Айбенштоцкого плутона; пунктирный контур — химические составы девонских зеленых сланцев и амфиболитов Лестниц-Цаеницкой синклинали. Пересечения конноид допущены в связи с многокомпонентностью системы

содержания K_2O). Хотя общий химический состав при переходе из равномерных метабазитов в тонкополосчатые сохранился не полностью, этот процесс можно отнести к своего рода «метаморфической дифференциации».

Метасоматическому происхождению скарноподобных пород, мусковит-кварцевых сланцев, жедрит-кордиеритовых и других пород в зонах дислокаций противоречит факт нахождения их в одних и тех же или пространственно близких зонах, как установлено Ф. М. Ройзенманом с сотрудниками, проводившими в Вороньетундровском районе детальные исследования. Образование в одних и тех же зонах столь различных метасоматитов, из которых одни требовали выноса кальция и привноса магния (жедрит-кордиеритовые породы), другие — интенсивного привноса кальция (скарноподобные породы), а третьи — выноса кальция и натрия и привноса калия (кварц-мусковитовые сланцы), невозможно при одном метасоматическом процессе, отличном от выщелачивания. Между тем химические изменения основных и кислых вулканитов в процессе низкотемпературного кислотного выщелачивания с частичным переотложением кальция в жилах и системах жил по сланцеватости хорошо отвечают подобным соотношениям. Интересно отметить, что более раннее прохождение процессов изменения, чем региональный метаморфизм, подтверждается также тем, что кварц-мусковитовые сланцы (диафориты — по мнению некоторых исследователей) пересекаются жилами неизменных двуполевошпатовых гранитов, синхронных региональному метаморфизму (В. А. Рождественская, устное сообщение).

Таким образом, главные изменения в зонах дислокаций Вороньетундровского района произошли до регионального метаморфизма, который проходил на магматической стадии относительно двуполевошпатовых пегматоидных гранитов. Одновременно с метаморфизмом, а отчасти, может быть, и в постмагматическую стадию просоходила биотитизация пород (калиевый метасоматоз). Наиболее интенсивно этот процесс проявился вблизи контактов с телами гранитов и по продольным зонам дислокаций, особенно там, где породы были недосыщены щелочами либо вследствие прошедшего ранее кислотного выщелачивания (в метавулканитах), либо из-за осадочного пелитового характера пород (высокоглиноземистые сланцы). Калиевый метасоматоз, несомненно, связан с химическим воздействием на метаморфизующиеся толщи калийсодержащих гранитных магм данных массивов.

Широкое развитие процессов изменения, близких по характеру к околорудным, и повсеместное нахождение в зонах изменений рассеянной сульфидной минерализации свидетельствуют о возможности нахождения в этом районе метаморфизованных рудных тел колчеданного типа.

В вулканогенных толщах, особенно содержащих колчеданные месторождения и со значительным проявлением околорудного кислотного выщелачивания, неоднократно отмечалось развитие зон, обогащенных карбонатными жилами за счет выносимого Са, однако в литературе редки сообщения об образовании по ним скарноподобных пород — скарноидов. Вероятно, во многих местах они принимались за скарны.

С похожим случаем автор столкнулся при детальном ознакомлении с материалом по контактовой зоне герцинского Айбенштокского плутона гранитоидов, Саксония, ГДР. Крупный массив и несколько спутниковых тел прорывают древнепалеозойскую осадочно-вулканогенную толщу (рис. 3), сложенную в синклиналию складку — Лестниц-Цвеницкую синклиналию. Ядро синклинали сложено силурийскими углито-серицитовыми сланцами и девонскими основными вулканитами, а крылья — серицитовыми сланцами и кварцитами ордовика. Складка сильно осложнена зонами продольных нарушений со значи-

тельными подвижками по ним. Весь массив окружен контактовым ореолом шириной более 1 км. Вне контактового ореола все породы подверглись региональному метаморфизму на уровне зеленосланцевой фации.

Изучение девонских вулканогенных зеленых сланцев за пределами контактового ореола показало, что среди них встречаются следующие главные разновидности: актинолит-альбитовые сланцы и метадиабазы

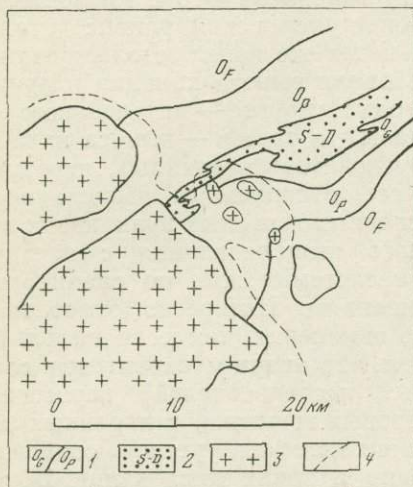


Рис. 3. Геологическая схема северо-восточной части контактового ореола Айбенштожского плутона

- 1 — O_g , O_r и O_f — гнейсовая, фикоидная, фраунбахская свиты (кварц-серпичитовые сланцы) ордовика;
- 2 — углисто-серпичитовые сланцы силура и основные эффузивы девона;
- 3 — айбенштожские граниты;
- 4 — контур контактовой зоны гранитов

того же состава (первые имеют сланцеватую текстуру, вторые — реликтовую диабазовую структуру), альбит-хлоритовые и альбит-хлорит-кальцитовые сланцы. Кальцит в зеленых сланцах встречается как в округлых обособлениях, похожих на миндалины, так и в удлиненных линзах и прожилках. Во всех этих породах в качестве аксессуарных минералов встречаются лейкоксен и апатит. В альбит-хлорит-карбонатных сланцах количество карбоната изменчиво и достигает иногда 50% и более. Кроме тонких прожилков по сланцеватости, встречаются более мощные кальцитовые и кварц-кальцитовые жилы, ориентированные большей частью вдоль зон дислокаций. Их мощность достигает 1 м или даже нескольких метров. Кроме кальцита и кварца, в жилах встречаются хлорит, серпичит и альбит.

Судя по минеральному составу различных зеленых сланцев, содержание в них CaO колеблется от незначительного (в хлорит-альбитовых сланцах) до величин, в несколько раз превышающих содержание этого компонента в диабазах (в альбит-хлорит-карбонатных породах с преобладанием кальцита). На диаграмме рис. 2 показаны контуром более 50 химических анализов зеленых сланцев и образовавшихся по ним амфиболитов. Сильно обогащенные кальцитом разновидности зеленых сланцев не вошли в их число. Расположение контура свидетельствует об изменении состава пород от нормальных метабазитов до сильно обедненных кальцием зеленых сланцев.

В зоне контактового метаморфизма зеленые сланцы нормального химического состава и метадиабазы превращаются в обычные, роговообманково-плагноклазовые амфиболиты; альбит-хлоритовые зеленые сланцы — в куммингтонитовые и редко встречающиеся жедритовые амфиболиты; богатые CaO зеленые сланцы (альбит-хлорит-кальцитовые породы) — в эпидотовые и клинопироксеновые амфиболиты и амфиболиты с тонкими прослойками и линзами, сложенными скарновыми минералами (клинопироксеном, гранатом и др.). Часто амфиболиты, обогащенные такими прослойками, слагают пачки мощностью в несколько десятков метров. Скарновые полосы иногда имеют зональное строение,

видимое лишь в шлифах под микроскопом (от внешних зон к внутренним): плагиоклаз+роговая обманка, плагиоклаз+диопсид, диопсид+гранат, гранат+волластонит или гранат+везувиян. В центральных частях прожилков обычно сохраняется кальцит. Более мощные жилы и линзы кварц-карбонатных пород с останцами зеленых сланцев, так же как и встречающиеся иногда в силурийских отложениях прослой и линзы мраморов, превращаются в крупнозернистые скарноподобные породы, сложенные клинопироксеном, гранатом ряда гроссуляр — андрадит, везувияном, волластонитом и кальцитом. Распределение этих минералов внутри тел скарноподобных пород неправильно-пятнистое или полосчатое. В центральных частях тел наблюдаются участки кальцита.

Поскольку несомненно, что скарноподобные породы возникли за счет амфиболитов, пронизанных прожилками кальцита в продольных зонах дислокаций, попавших в пределы высокотемпературной области контактового ореола, эти скарноподобные породы необходимо называть скарноидами, как называют породы, сложенные скарновыми минералами и образовавшиеся в результате метаморфизма с незначительным участием метасоматических процессов.

Если учесть, что среди девонских метавулканитов встречаются как обедненные кальцием зеленые сланцы, так и богатые кальцием метабазиты (с вкрапленностью кальцита или содержащие кальцитовые прожилки), то, очевидно, в этой вулканогенной толще произошло перераспределение кальция. Наиболее логично предположить, что перераспределение связано с поствулканическими процессами кислотного выщелачивания, весьма вероятными в районе высокой вулканической активности. Кислотное выщелачивание выразилось в изменении основных вулканитов с выносом Na_2O , CaO и в меньшей степени других оснований. Выносимый из метабазитов кальций фиксировался в виде мелких кальцитовых прожилков по сланцеватости и в более крупных кварц-карбонатных жилах и линзах. Некоторым подтверждением этих процессов является обогащение зон продольных нарушений вкрапленными сульфидами. Последовавший затем низкотемпературный региональный метаморфизм и продолжающиеся деформации по продольным зонам привели лишь к перекристаллизации зеленых сланцев и карбонатных пород.

Несмотря на различия геологических условий и характера метаморфизма (региональный и контактовый) оба рассмотренных примера образования скарноидов имеют много общих черт. В обоих случаях скарноиды развиваются в основных вулканитах, заполняющих синклинальные складки, нарушенные мощными зонами продольных дислокаций, к которым приурочены выщелоченные метабазиты и штокверки карбонатных жил, а также рассеянная сульфидная минерализация. В Саксонии можно непосредственно наблюдать переход обогащенных кальцием метабазитов в скарноиды, тогда как по материалам Вороньих тундр такой генезис скарноподобных пород не столь очевиден и поэтому нуждался в подробном обосновании. Можно предположить, что скарноподобные породы в толщах амфиболитов других районов имеют аналогичное происхождение.

ЛИТЕРАТУРА

1. Андронов В. В., Рождественская В. А., Ройзенман Ф. М. Амфиболиты Вороньих тундр на Кольском полуострове. — Изв. высш. учебн. заведений. Геол. и разв., 1976, № 1.
2. Болотов В. И., Гавриленко Б. В., Белолипецкий А. П. Сульфидная минерализация и особенности химизма кианит-мусковит-кварцевых сланцев зоны Колмозеро — Воронья. — В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова. Вып. 9. Л., «Наука», 1972.
3. Гарифулин Л. Л. О гальках железистых кварцитов в надрудных конгломератах серии Колмозеро — Воронья. — В кн.: Железисто-кремнистые формации Кольского полуострова. Л., «Наука», 1970.

4. *Глаголев А. А., Боронихин В. А.* Составы и парагенезисы минералов трехамфиболовых амфиболитов района Вороньих тундр, Кольский полуостров.— Изв. АН СССР, Сер. геол., 1976, № 3.
5. *Глаголев А. А., Тронева Н. В.* Характерные вроски куммингтонита в антофиллит-жедрите с Кольского полуострова.— В кн.: Новые данные о минералах СССР. Вып. 26. «Наука», 1977.
6. *Жданов В. В., Малкова Т. П.* Железорудные месторождения зон региональной базификации. «Недра», 1974.
7. *Коржинский Д. С.* Очерки метасоматических процессов.— В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. Изд-во АН СССР, 1953.
8. *Прияткина Л. А., Дагелайский В. Б.* Метаморфизм свит полмос и порос.— В кн.: Граниты Кольского полуострова и Карелии. Изд-во АН СССР, 1963.
9. *Сидоренко А. В., Теняков В. А., Розен О. М., Жук-Почекутов К. А., Горбачев О. В.* Пара- и ортоамфиболиты докембрия. «Наука», 1972.

ГЕНЕЗИС МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ МЕДНО-НИКЕЛЕВЫХ РУД ТАЛНАХА

И. А. Зотов, Н. Н. Перцев

Все промышленные типы сульфидных руд Талнахского рудного узла пространственно и, по-видимому, генетически связаны с Верхнеталнахским дифференцированным габбро-долеритовым интрузивом, подробно описанным В. В. Золотухиным и др. [4]. В рудном узле отчетливо выделяются четыре типа руд, различающихся по условиям локализации, морфологии тел, текстурно-структурным особенностям, минеральному составу и по ряду других признаков. К этим типам относятся: 1) вкрапленные руды в интрузивных породах; 2) массивные руды пластообразных жильных тел; 3) брекчиевидные руды; 4) вкрапленные руды в метаморфических и метасоматических породах.

Перечисленные типы руд слагают геологические тела, которые могут выделяться на планах и разрезах, но внутри тел можно встретить руды и других типов.

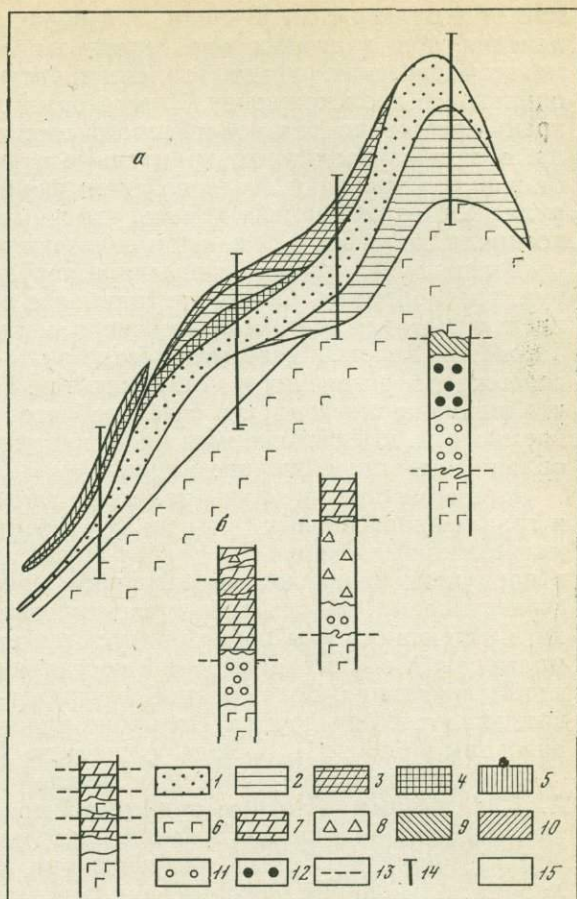
Основные черты руд 1 и 2 типов определяются главным образом процессами кристаллизации их из сульфидных расплавов [1, 2], хотя некоторыми исследователями такой способ образования этих руд оспаривается. В формировании брекчиевидных руд, возможно, принимали участие как магматические сульфидные расплавы, так и гидротермальные растворы. В данной работе сделана попытка показать, что вкрапленные сульфидные руды в метаморфических и метасоматических породах (тип 4) образовались метасоматическим путем.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ, ТЕКСТУРНО-СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ И МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ВКРАПЛЕННЫХ РУД

Вкрапленные руды в метаморфических и метасоматических породах встречаются по всей территории Талнахского рудного узла как в подошве, так и в кровле пологозалегающего Верхнеталнахского интрузива. Промышленные типы их сосредоточены на юге и востоке площади. Оруденение этого типа изредка встречается в метасоматически измененных породах самого интрузива. Промышленный интерес представляют руды, залегающие в контактово-метаморфическом ореоле Верхнеталнахского интрузива. Они имеют пластообразную форму и часто залегают параллельно контактам интрузива. Некоторое представление об этом дает

Рис. 1. Поперечный разрез через рудные тела в метаморфическом ореоле кровли юго-западной ветви Верхнеталнахского интрузива (а). В колонках (б) показаны типы оруденелых и неоруденелых пород в рудных интервалах скважин и вблизи них

- 1 — 5 — руды (данные А. Д. Генкина):
 1 — пирротиновые,
 2 — пиритовые,
 3 — пирит-халькопиритовые,
 4 — миллерит-халькопиритовые и пирит-миллерит-халькопиритовые,
 5 — борнит-халькопиритовые и миллерит-борнит-халькопиритовые;
 6 — 12 — породы (данные И. А. Зотова):
 6 — габбро-долериты,
 7 — ангидритовые породы и мраморы с пироксеном,
 8 — везувиян-пироксеновые,
 9 — хлорит-пренитовые,
 10 — серпентин-пироксен-ангидритовые,
 11 — гидрогранат-серпентиновые,
 12 — хлорит-гидрогранат-серпентиновые;
 13 — границы рудных интервалов;
 14 — положение интервалов скважин;
 15 — неоруденелые метасоматические породы



поперечный разрез через залежь метасоматических руд в верхнем экзоконтакте юго-западной ветви интрузива (рис. 1). Иногда метасоматические руды встречаются в виде послойных многоэтажных залежей. В южной и юго-восточной частях рудного поля отмечаются вкрапленные руды в метаморфических породах, вмещающих тела массивных руд; в данной статье они не рассматриваются.

Тектурные особенности вкрапленных руд разнообразны. В рудных телах верхнего контактово-метаморфического ореола юго-западной ветви интрузива наиболее распространены тонковкрапленные руды полосчатой текстуры. Полосчатость в них обусловлена перемежаемостью слоев метаморфической породы, обогащенных и обедненных сульфидами. Толщина слоев несколько миллиметров. Содержание сульфидов в слоях не превышает 40%. Оруденелые слои имеют протяженность несколько сантиметров. Они залегают согласно со слоистостью окружающих роговиков. В рудных телах других участков рудного узла равномерно распространены вкрапленные руды. Вмещающими породами для этих руд являются преимущественно магнезиально-кальциевые метасоматиты, главным образом скарны. В метасоматитах встречаются пятнисто-вкрапленные руды, в которых пятна сложены пирротином и окружены тонкой ажурной каймой вкрапленности халькопирита. В составе тел метасоматических руд нередки и массивные разновидности. В образцах массивных руд нерудные минералы отсутствуют. Обычно массивные руды имеют существенно халькопиритовый состав и слагают линзочки толщиной до 15 см и протяженностью 25—50 см. Линзовидные обособления массивных руд в рудных телах встречаются лишь на удале-

нии от контакта с интрузивом, обозначая периферическую границу оруденения. Они занимают определенное положение в общей зональности метасоматических рудных тел, сингенетичны с ними и, вероятно, имеют одинаковое происхождение. В некоторых рудных телах массивные руды преимущественно халькопиритового состава слагают жилообразные тела. В этих случаях тонковкрапленные руды распределяются независимо от жил, но признаки более позднего формирования последних не обнаружены. Поэтому можно думать, что жилообразные тела массивных руд возникли таким же путем, как и линзочки массивных руд.

Вмещающие породы, слагающие нерудную часть метасоматических руд, разнообразны. Среди них наиболее распространены богатые кальцием и магнием метаморфические и метасоматические породы, не содержащие кварц. Метасоматические руды редко локализуются в кварцсодержащих роговиках и метасоматитах. Поэтому можно предположить, что высококремнеземистая среда неблагоприятна для отложения описываемых руд. Мы остановимся на бескварцевых породах и рудах как преобладающим промышленном типе.

Метасоматические руды залегают главным образом в пироксеновых и гранат-пироксеновых роговиках, форстеритовых и монтичеллитовых магнезиальных скарнах, в гранат-пироксеновых известковых скарнах и в продуктах их низкотемпературного изменения — пренитсодержащих, серпентиновых, гидрогранат-серпентиновых и бруситовых породах. Среди вмещающих руды пород отмечаются прослойки ангидритовых пород и мраморов, а в составе нерудной составляющей руд распространены ангидрит и кальцит. Более редкие минералы — хлорит, везувиан, волластонит, эпидот и ряд других. Подробно рудовмещающие породы охарактеризованы в работе В. В. Золотухина и др. [4].

Микроскопическое изучение рудной составляющей проводилось А. Д. Генкиным. Главные рудные минералы описываемых руд: пирротин, халькопирит, кубанит, пентландит, магнетит, миллерит, полидимит, борнит, пирит, валлериит, джерфишерит, галенит. Количественно преобладает халькопирит, который, как пентландит и магнетит, присутствует во всех разновидностях руд. Прочие минералы более специфичны для их отдельных типов.

Некоторые минералы образуют часто повторяющиеся ассоциации, слагающие сравнительно индивидуализированные объемы в зональных рудных телах. Рудные минералы в них встречаются в тесных срастаниях без признаков замещения одних другими. Такие ассоциации А. Д. Генкин считает первичными. Выделены следующие ассоциации: 1) пентландит-халькопирит-пирротиновая и пентландит-пирротиновая; 2) пентландит-пирротин-халькопиритовая; 3) пентландит-кубанит-халькопиритовая; 4) пентландит-халькопиритовая; 5) миллерит-халькопиритовая; 6) миллерит-борнит-халькопиритовая и борнит-халькопиритовая. В этих ассоциациях встречаются зерна магнетита, очевидно, сингенетичного с сульфидами и по микроструктурному положению отличного от магнетита II генерации. Борнит часто явно более поздний, поскольку он образует просечки в полосчатых рудах.

Руды первичных ассоциаций замещаются вторичными, к которым отнесены руды: а) с пиритом и магнетитом; б) с пиритом и миллеритом; в) с пиритом, миллеритом и полидимитом; г) с валлериитом; д) с джерфишеритом. Магнетит и миллерит в них II генерации.

Руды первичных ассоциаций слагают основные объемы метасоматических рудных тел. Ассоциации занимают определенное положение в зональных рудных телах. Границы между зонами постепенные. Достоверных признаков их одновременного образования нет. Вторичные рудные минералы наложены на разные ассоциации первичных руд.

ЗОНАЛЬНОСТЬ РУДНЫХ ТЕЛ И СООТНОШЕНИЕ МЕТАСОМАТИТОВ И ОРУДЕНЕНИЯ

В рудных телах установлена довольно устойчивая зональность, одинаковая для верхнего и нижнего контактово-метаморфических ореолов интрузива. В вертикальном разрезе рудных тел существенно пирротиновые минеральные ассоциации сменяются существенно халькопиритовыми по мере удаления от контактов интрузива, т. е. происходит смена первичных ассоциаций более поздними — от 1 к 5 и 6 ассоциациям. Такая зональность наблюдается в телах верхнего экзоконтактового ореола юго-западной ветви Верхнеталнахского интрузива. Халькопирит-пирротиновые руды ближнего экзоконтакта интрузива переходят в миллерит-борнит-халькопиритовые руды периферической части рудной залежи (см. рис. 1). Границы между выделенными типами руд условны, и переход одних типов в другие происходит постепенно. В этом разрезе руды миллерит-борнит-халькопиритового состава представлены отличной от других типов текстурной разновидностью — полосчатыми и массивными чечевицеобразными обособлениями. За пределами рудной залежи, ограниченной с внешней стороны линзочками массивных руд, какая-либо рудная минерализация отсутствует.

Рудную залежь, подобную изображенной на рис. 1, можно наблюдать в шахтных выработках рудника Комсомольский. В южной части выработки вскрыт контакт интрузива. Здесь обнажается пачка неравномерно оруденелых пироксеновых роговиков. В этой пачке на некотором удалении от интрузива появляются первично-осадочные прослои и линзы метаморфизованных ангидритовых пород мощностью до 1,5 м. Видимая мощность пачки оруденелых пород 7—10 м. Подошва залежи скрыта под выработкой. Поскольку слои толщи полого погружаются в северном направлении, можно наблюдать вертикальную рудную зональность залежи. С удалением от интрузива и вверх по разрезу установлен переход от халькопирит-пирротиновых руд через пирротин-халькопиритовые к миллерит-борнит-халькопиритовым рудам. Руды с кубанитом здесь отсутствуют. Миллерит-борнит-халькопиритовые руды имеют мощность около 1,5 м и представлены полосчатыми и массивными разновидностями. Массивные руды слагают линзочки толщиной 15 см и длиной 25—30 см, соединенные тонкими проводничками, и образуют слой протяженностью более 100 м. Выше по разрезу от этого слоя минерализация в роговиках отсутствует.

Наличие в разрезе первично-осадочных прослоев ангидритовых пород позволяет установить, что оруденение толщи происходит вдоль слоистости. Преобладают полосчатые руды. Взаимопересечения рудных тел разного состава отсутствуют. Исключение представляет только борнит, который часто выполняет взаимно параллельные трещинки кливажа, пересекающие слоистость пород и руд. Позднее время образования борнита в этих рудах вполне очевидно. Ангидритовые слои и линзы лишены оруденения, как и окружающие их зоны пироксеновых роговиков мощностью 10—20 см. Там, где слои ангидритовых пород залегают внутри существенно пирротиновых руд, состав последних меняется с приближением к слоям ангидритов. В этом направлении в рудах увеличивается содержание халькопирита вплоть до образования существенно халькопиритовых руд.

В рудных телах многоярусных залежей зональность по первичным рудным ассоциациям может отсутствовать (см. рис. 1). Однако рудные тела, наиболее удаленные от интрузива, сложены преимущественно халькопиритовыми рудами. Распределение вторичных рудных ассоциаций не зависит от степени удаления от интрузивного контакта; оно связано с составом вмещающих пород и интенсивностью их низкотемпературного изменения.

Важно отметить возрастную последовательность образования метасоматитов Талнахского рудного узла. Для богатых Са и Mg и бедных SiO_2 метасоматитов последовательность такова (от более высокотемпературных ранних к низкотемпературным поздним): 1) магнезиальные скарны магматического этапа (скарны с форстеритом); 2) послемагматические магнезиальные скарны (с монтichelлитом); 3) магнезиальные скарны с флогопитом; 4) гранат-пироксеновые известковые скарны; 5) везувиан-волластонитовые известковые скарны; 6) альбитовые метасоматиты; 7) породы с пренитом, эпидотом, тремолитом; 8) карбонатные и ангидритовые жилы с ксонотлитом; апофиллитом, галенитом и арсенидной кобальт-никелевой минерализацией; 9) бруситовые, серпентиновые, гидрогрант-серпентиновые и хлоритовые породы. Эта схема излагалась ранее [5]. В ней остается невыясненной взаимная последовательность образования метасоматитов в группах 7 и 8. Возможно также, что ангидритизация занимает более значительный возрастной и температурный интервал.

Закономерна приуроченность наиболее высокотемпературных метасоматитов, представленных магнезиальными скарнами, к интрузивным контактам. Они развиты в зоне ближнего экзоконтакта интрузива или в самом интрузиве. По удалении от интрузивного контакта высокотемпературные магнезиальные скарны сменяются более низкотемпературными или парагенетически соответствующими им метаморфическими породами, например гранат-пироксеновыми роговиками. Широко распространены также случаи замещения высокотемпературных метасоматитов низкотемпературными. Закономерная приуроченность магнезиальных скарнов к интрузивным контактам обусловлена более высокотемпературным прогревом этих участков. Разумеется, магнезиальные скарны присутствуют лишь там, где интрузив соприкасается с доломитсодержащими породами. В других же случаях интрузия контактирует с пироксеновыми роговиками.

В участках рудного узла, где развиты метасоматиты, наблюдается локальная корреляция между температурными фациями метасоматитов и минеральными типами руд. Наилучшим образом такая корреляция проявлена в рудных телах нижнего приподошвенного ореола метаморфических пород юго-западной ветви Верхнеталнахского интрузива. Параллельное изучение распределения здесь метасоматитов и рудных ассоциаций в пространстве, проведенное И. А. Зотовым совместно с А. Д. Генкиным, показало, что магнезиальные скарны и существенно пирротиновые руды локализуются только вблизи интрузива. Наблюдается грубое соответствие контуров их распространения. На удалении от интрузивного контакта залегают гранат-пироксеновые скарны и роговики, с которыми пространственно сопряжены существенно халькопиритовые разновидности метасоматических руд. Локально проявленные низкотемпературные изменения магнезиальных скарнов сопровождаются соответствующим изменением состава руд, но это лишь затушевывает описанную закономерность.

Микроскопическое изучение метасоматических руд показало, что образование существенно пирротиновых руд сопровождается перекристаллизацией форстерита, монтichelлита скарнов (рис. 2) и пироксена роговиков. Пироксен иногда перекристаллизовывается при образовании халькопиритовых руд. Формирование последних часто сопровождается перекристаллизацией андрадит-гроссуляровых гранатов известковых скарнов и роговиков. Следовательно, первичные рудные минеральные ассоциации сформировались позже, а местами одновременно с магнезиальными и высокотемпературной субфацией известковых скарнов. Минералы этих типов скарнов устойчивы на стадии рудообразования.

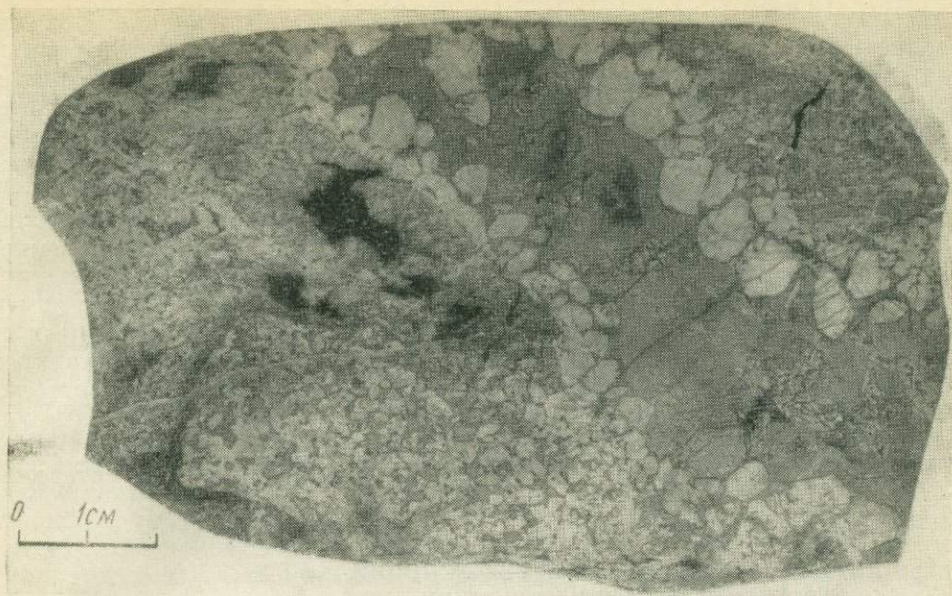


Рис. 2. Сульфидная жилка с перекристаллизованным в зальбандах монтичеллитом (светло-серые идиоморфные кристаллы) в измененном афанитовом долерите. Полир. обр. 553 из отвала шахты Комсомольская

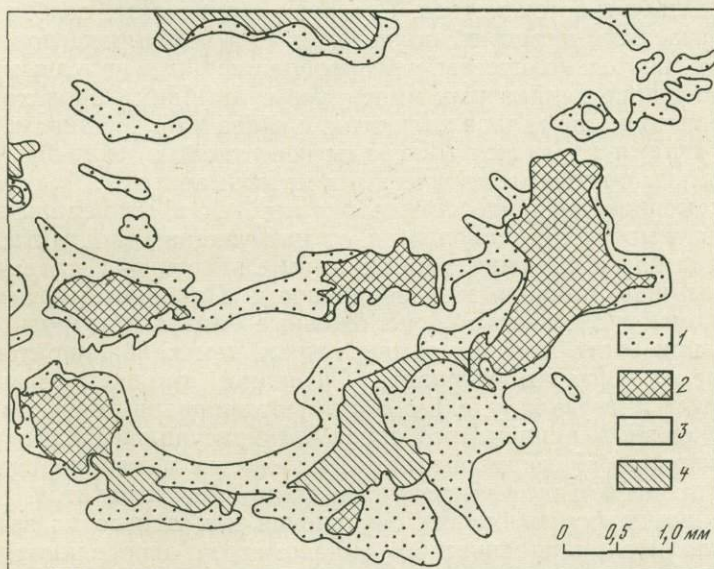


Рис. 3. Каймы везувиана (1) вокруг сульфидов (2) среди пироксенового роговика (3) с ангидритом (4). Рисунок шл. 8897, скв. 398

Волластонит-везувиановые известковые скарны и более низкотемпературные метасоматиты возникают позже первичных рудных ассоциаций. Формирование их сопровождается частичным разубоживанием первичных руд и возникновением на их месте вторичных рудных ассоциаций. В шлифах часто наблюдается замещение сульфидов первичных руд везувианом, который окаймляет рудные минералы (рис. 3). Пренит встречается в червеобразных вростках в сульфидных минералах. Отчетливо наблюдается разубоживание руд при развитии в них кристаллов

ангидрита, а эпидот обрастает каймой обособления сульфидов. Образование метасоматитов, следующих за первичными рудами, часто сопровождается возникновением в рудах минералов вторичных рудных ассоциаций: пирита, магнетита II генерации и др. Новые генерации рудных минералов особенно характерны для эпидотизации, серпентинизации, хлоритизации, т. е. для более низкотемпературных метасоматических процессов. Пирит обычно является единственным сульфидом железа в эпидотсодержащих породах. Хлорит в ассоциации с магнетитом иногда слагает каймы вокруг сульфидов. Судя по составу рудной и нерудной составляющих тела метасоматических руд (см. рис. 1), пиритсодержащие руды приурочены точно к участкам пород с серпентином и хлоритом. В серпентинизированных магнезиальных скарнах, в бруситовых и брусит-серпентин-карбонатных породах отмечаются валлериит и сульфид калия — джерфшерит, которые также входят в состав вторичных рудных ассоциаций. Наиболее устойчивый сульфид первичных рудных ассоциаций — халькопирит, который в меньшей степени подвергается разложению и замещению при низкотемпературном метасоматозе.

АНАЛИЗ ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЯ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ РУД

Приведенный материал указывает на метасоматическую природу описываемых руд. Об этом свидетельствует мелкокрапленный характер сульфидной минерализации в роговиках, выдерживающийся на протяжении десятков и сотен метров. При этом структурные особенности оруденелых участков, например оруденелых слоев пироксеновых роговиков, определяются количественно преобладающими нерудными минералами. Замещение силикатных минералов сульфидами происходит путем корродирования кристаллов силикатов с краев и по трещинам. В паразитизме с рудами находятся минералы известковых скарнов, т. е. руды изофациальны с послемагматическими метасоматитами.

Закономерное распределение в рудных телах минеральных типов руд в зависимости от удаленности от интрузивного контакта, одинаковое для тел как в подошве, так и в кровле интрузива, свидетельствует о температурной природе этой зональности. По-видимому, существенно пирротиновые руды, всегда расположенные близко к интрузиву, формировались при более высоких температурах, чем халькопиритовые руды, удаленные от контакта интрузива. Очевидно, градиент температур в экзоконтакте интрузива, т. е. в области формирования метасоматических руд, обусловлен влиянием интрузива. Температурным градиентом в контактово-метаморфических ореолах обусловлена и неоднородность распределения здесь разнотемпературных фаций метасоматитов.

Особенности формирования оруденения как одного из звеньев единого цикла послемагматического метасоматоза определяются условиями протекания различных стадий метасоматических процессов. В эволюционной цепи метасоматических процессов переход от магнезиальных скарнов к известковому можно интерпретировать как рост активности кислотных компонентов (в первую очередь кремнекислоты) в процессе снижения температур послемагматических растворов [8]. Максимум кислотности достигается на стадии альбитизации, пренитизации, эпидотизации и тремолитизации, когда из замещаемых пород в той или иной степени выносятся все компоненты, кроме наиболее инертного глинозема. Содержания в замещаемых породах всех элементов, кроме последнего, меняются произвольно. Более поздние метасоматические процессы осуществлялись при инертном поведении MgO . В породах, богатых магнием, происходит серпентинизация и бруситизация; низкотемпературная доломитизация в районе не установлена. В это же время в поро-

дах, богатых магнием, образуется калийсодержащий сульфид — джерфишерит. Следовательно, поздние метасоматические процессы относятся к позднещелочной стадии метасоматоза [3, 7]. В ходе кислотно-щелочной эволюции послемагматических процессов рудообразование предшествует стадии максимальной кислотности. В процессе нарастания кислотности возрастает активность Fe и Cu — относительно слабых оснований, что приводит к отложению рудных минералов.

Смена форстеритовых магнезиальных скарнов монтичеллитовыми, по-видимому, связана с падением давления CO_2 , поскольку магнезиально-скарновая и роговиковая ассоциация форстерит + кальцит + диопсид сменяется монтичеллитом [5]. С ростом кислотности послемагматических растворов возрастает активность сероводорода, максимум которой достигается в стадию рудообразования. В дальнейшем активность сероводорода уменьшается, возможно, за счет расширения поля устойчивости окисленных форм серы в растворах, с чем связана послерудная ангидритизация. В метасоматических рудах Талнаха ярко проявляется нарастание химического потенциала кислорода к заключительным стадиям метасоматоза. Выражается это в появлении в первичных рудах пирита и магнетита, как отмечалось выше, одновременно с хлоритизацией, серпентинизацией и эпидотизацией более ранних метасоматитов. Высокая активность кислорода отвечает процессам метасоматоза позднещелочной стадии.

Таким образом, можно заключить, что формирование первичных рудных ассоциаций протекает в градиентном температурном поле с устойчивостью существенно пирротиновых руд в более высокотемпературных условиях сравнительно с халькопиритовыми. Первичные руды относятся к стадии максимальной кислотности послемагматических растворов и появляются в условиях максимальной активности сероводорода. С переходом к позднещелочной стадии нарастает потенциал кислорода, в связи с чем формируются вторичные рудные ассоциации.

Оценим некоторые параметры минералообразования. Как отмечалось, метасоматические руды формируются при устойчивости монтичеллита, который перекристаллизовывается на фронте замещения его сульфидами. Атомная железистость монтичеллита, равновесного с сульфидами, по нашим данным, составляет

$$F_{\text{ант}} = \frac{\text{Fe}}{\text{Fe} + \text{Mg}} \cdot 100\% = 3 - 11\%.$$

Если поле устойчивости природного монтичеллита существенно не отличается от экспериментально изученного магнезиального монтичеллита [9], то руды с монтичеллитом формировались при температуре 400°C или более высокой. Эта оценка относится к существенно пирротиновым рудам. Различия в температурах кристаллизации первичных руд подтверждаются некоторыми определениями температур их образования по распределению элементов между сосуществующими сульфидами. Распределение Se между пентландитом и пирротином в существенно пирротиновых рудах близко к изотерме 400°C с небольшим отклонением в обе стороны [6]. Первичные температуры кристаллизации этих руд были выше 400°C , поскольку в пирротине имеются вростки пентландита, выделившиеся из гомогенного твердого раствора при охлаждении руд. По распределению селена между галенитом и халькопиритом в миллерит-борнит-халькопиритовых рудах температура оценивается в 290°C [6]. Температура формирования метасоматических руд не могла превышать 715°C , поскольку при этой температуре в обсуждаемой сульфидной системе должен появиться расплав, признаки которого мы не находили.

Опираясь на эти ограничительные условия, можно путем термодинамических расчетов выяснить режим летучих при рудообразовании.

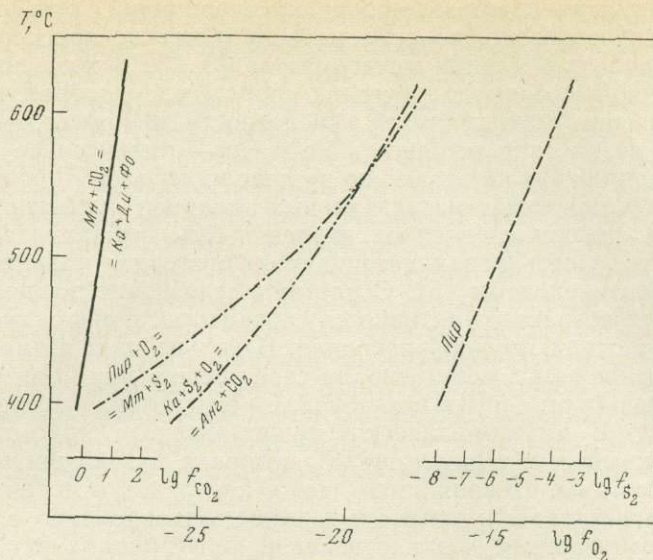
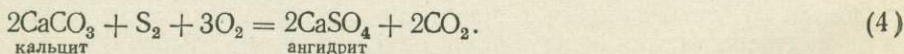
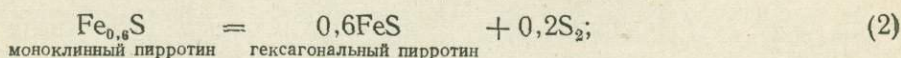
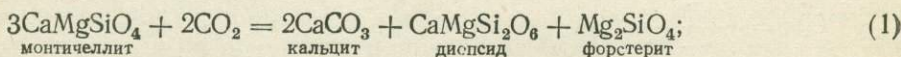


Рис. 4. Диаграмма равновесий, использованных для расчета режима летучих при рудообразовании

Анг — ангидрит, Ди — диоксид, Ка — кальций, Мп — монтичеллит, Мт — магнетит (0,6 мол. % Fe₂O₃), Пир — пирротин (0,6 мол. % FeS)

Схема расчетов, по которым проводилась оценка фугитивностей CO₂, O₂ и S₂ при рудообразовании, такова. Перечисленные газы связаны простейшими уравнениями вида: CO₂ = CO + 1/2 O₂; SO₂ = O₂ + 1/2 S₂. Константы реакций зависят от температуры. Кроме того, фугитивность кислорода зависит от фугитивности водорода по реакции диссоциации воды. В соответствии с этими реакциями минерального равновесия ассоциации, в составе которых присутствуют минералы, содержащие перечисленные летучие, также связаны рядом уравнений. Для метасоматических руд Талнаха уравнения таковы:



Реакция (2) написана в соответствии с тем, что в метасоматических рудах пирротин представлен исключительно моноклинной разновидностью. По реакциям (1) и (2) независимо от других газов можно вычислить летучесть CO₂ и S₂. Пользуясь в дальнейшем полученными данными, по реакциям (3) и (4) рассчитываем летучесть кислорода. Термодинамические константы заимствованы из работы [10]. Исследованные равновесия изображены на рис. 4.

Согласно расчетам устанавливаются следующие ограничительные условия формирования руд с пирротинном. По устойчивости монтичеллита верхний предел летучести CO₂ оценивается в 0,57 атм при 400°С и 15,85 атм при 600°С. Верхний предел фугитивности серы (f_{S₂}) при 400 и 600°С оценивается по реакциям (2) в 10^{-7,9} и 10^{-3,9} атм соответственно. Поскольку в метасоматических рудах пирротин в основном неустойчив в ассоциации с ангидритом, то по реакции (4) с использованием вычислен-

ных ранее f_{s_2} и f_{CO_2} устанавливаем f_o меньше $10^{-25,4}$ атм при 400°C и $10^{-18,3}$ атм при 600°C . Так как в пирротиновых рудах в ассоциации с моноклинным пирротинном присутствует магнетит (с содержанием магнетитовой молекулы около 0,8 на формулу), то по равновесию (3) значение f_{O_2} соответственно $10^{-28,5}$ атм при 400°C и $10^{-18,0}$ атм при 600°C . Сходимость этих значений с пределом f_{O_2} , вычисленным по реакции (4), следует считать хорошей, учитывая точность термодинамических констант и ограниченность данных по составу минералов. Сделанные оценки летучестей газовых составляющих рудообразующих флюидов приведены в выводах.

ВЫВОДЫ

1. Метасоматические руды, сложенные пирротином, халькопиритом, пентландитом, магнетитом и рядом других минералов, характеризуются относительно высокой температурой образования с устойчивостью в существенно пирротиновых рудах форстерита и монтичеллита.

2. Процесс формирования первичных руд следует за стадией высокотемпературной субфации известковых скарнов, предшествуя кислотному выщелачиванию. При нарастании химического потенциала кислорода в позднещелочную стадию в этих рудах возникают пирит и магнетит.

3. Рудные залежи характеризуются температурной зональностью, выражающейся в смене относительно высокотемпературных существенно пирротиновых руд халькопиритовыми с удалением от интрузива, обусловленной градиентом температур в контактово-метаморфическом ореоле последнего.

4. Термодинамические расчеты показали, что режим некоторых летучих компонентов рудообразующих флюидов в зоне пирротиновых руд определяется следующими параметрами: $f_{CO_2} \leq 0,57-15,85$ атм; $if_{O_2} \leq 10^{-28,5}-10^{-18,0}$ атм; $f_{s_2} \leq 10^{-7,9}-10^{-8,9}$ атм в интервале температур $400-600^\circ\text{C}$.

ЛИТЕРАТУРА

1. Генкин А. Д., Коваленкер В. А., Смирнов А. В., Муравицкая Г. Н. Особенности минерального состава норильских сульфатных вкрапленных руд и их генетическое значение.— Геол. рудн. месторожд., 1977, № 1.
2. Дистлер В. В., Генкин А. Д., Филимонова А. А., Хитров В. Г., Лапутина И. П. Зональность медно-никелевых руд Талнахского и Октябрьского месторождений.— Геол. рудн. месторожд., 1975, № 2.
3. Жариков В. А. Геология и метасоматические явления скарново-полиметаллических месторождений Западного Карамазара.— Тр. Ин-та геол. рудн. месторожд., петрогр., минералогии и геохимии АН СССР, 1959, вып. 14.
4. Золотухин В. В., Рябов В. В., Васильев Ю. Р., Шатков В. А. Петрология Талнахской рудоносной дифференцированной трапповой интрузии. Новосибирск, «Наука», 1975.
5. Зотов И. А. Типы известково-магнезиальных метасоматитов, связанных с Талнахской дифференцированной интрузией габбро-долеритов и их отношение к оруденению.— В кн.: Магматические и метаморфические комплексы Восточной Сибири. Иркутск, 1974.
6. Коваленкер В. А. Минералогия и геохимия селена и теллура в медно-никелевых месторождениях Талнахского узла. «Наука», 1976.
7. Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов.— В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. Изд-во АН СССР, 1953.
8. Перцев Н. Н. Скарны. Магматические и послемагматические этапы образования.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 6.
9. Перцев Н. Н. Высокотемпературный метаморфизм и метасоматизм карбонатных пород. М., 1974.
10. Robie R. A., Waldbaum D. R. Thermodynamic properties of minerals and related substances.— Geol. Surv. Bull., 1968, № 1259.

ТЕМПЕРАТУРА ОБРАЗОВАНИЯ МЕТАСОМАТИТОВ ОРДУБАДСКОГО РАЙОНА

М. А. Кашкай¹, Д. А. Азадалиев, М. М. Самедов,
Н. А. Курбанов

Метасоматические образования Ордубадского района представлены скарнами, эпидозитами, гидротермальными кварцитами. Они приурочены к контактовой и приконтактовой полосе юго-западной части Мегри-Ордубадского батолита, имеющей ширину до 3 км и значительную протяженность. Интрузивы, входящие в состав батолита, характеризуются резко секущими контактами, значительной ассимиляцией вмещающих пород и интенсивным контактовым воздействием, фиксирующимся мощной зоной метаморфических и метасоматических преобразований вмещающих пород. Фазовое внедрение интрузивов обусловило неравномерный прогрев пород вмещающей рамы, создавая различные температурные фации термального метаморфизма.

В зависимости от составов родоначальной интрузии, температурного градиента и кислотно-щелочных свойств постмагматических растворов, а также состава исходных пород, подвергавшихся гидротермальному преобразованию, регрессивные метасоматические изменения выражены в образовании скарновой формации, эпидозитов, разных фаций гидротермальных кварцитов и других метасоматитов и различных типов руд. Все эти метасоматические формации, являясь продуктами, по-видимому, единого прерывисто-непрерывного процесса, развиты в контактовых и приконтактовых ореолах юго-западной части Мегри-Ордубадского батолита достаточно широко. Для скарнов характерно широкое развитие гистерогенных апоскарновых минералов: кварца, актинолита, кальцита, эпидота, хлорита, пренита и др.

Широкий температурный диапазон процесса образования известковых скарнов и других метасоматитов Ордубадского района обусловил формирование различных температурных фаций. Фаціальность в скарновом комплексе юго-западного контактового ореола Мегри-Ордубадского батолита устанавливается в результате парагенетического анализа, изучения явлений замещения минералов и особенно интерпретации количественных данных определения температур образования отдельных типоморфных минералов или минеральных парагенезисов, полученных гомогенизацией газовой-жидких включений в минералах и декрепитацией. Изучение включений минералообразующих растворов в различных темноцветных минералах (пироксены, гранаты, эпидоты, хлориты и др.) скарнов и эпидозитов рассматриваемого района методом гомогенизации из-за плохой просвечиваемости представляло определенную трудность. В связи с этим авторами был также использован метод декрепитации (см. таблицу). При этом по возможности было охвачено все разнообразие температурных фаций, минеральных парагенезисов и кристалломорфологических разновидностей граната.

На основании детальных исследований, с учетом результатов количественных определений температур образования минералов по гомогенизации и декрепитации включений, среди известковых скарнов и эпидозитов юго-западного контакта гранитоидных интрузивов Мегри-Ордубадского батолита выделены несколько главных температурных фаций¹, соответствующих различным температурным ступеням минералообразования (см. таблицу).

¹ Помимо главных температурных фаций скарнов и эпидозитов существуют промежуточные фации.

Температуры гомогенизации и декрепитации газовой-жидких включений
в минералах скарнового комплекса

Минерал	Температура, °С		Скарны (I) и эпидозиты (II)		
	гомогенизации	декрепитации	температурная фация	температура образования, °С	температурный предел образования, °С
Пироксен	600—640	620—650	Пироксен-гранатовая	650—550	400—650 (I)
Гранат	560—620	550—630	Гранатовая	550—450	
»	480—550	450—560		Эпидот-гранатовая и	
»	—	450—540	гранат-эпидотовая		
Эпидот	400—490	420—500	Эпидотовая	480—300	200—480 (II)
»	300—480	310—480	Хлорит-актинолит-эпидотовая	450—350	
Хлорит	—	350—450		Кварц-эпидотовая	
Кварц	250—350	230—360	Кварц-кальцит-эпидотовая	400—200	
Кальцит	200—400	250—400			

Таким образом, предварительные данные по гомогенизации и декрепитации включений в минералах показывают, что наиболее высокая температура кристаллизации скарновых минералов исследуемого района составляет 650°С, наименьшая — 400, а эпидозиты образовались при температуре 200—480°С.

Сопоставление полученных результатов с литературными, особенно с экспериментальными и расчетными данными позволяет заключить, что они полностью укладываются в известные по другим работам пределы [1].

Была предпринята попытка выявить зависимость гранных габитусных форм кристаллов гранатов и изоморфных элементов в них от температуры кристаллизации. Общеизвестен двойственный характер кристалломорфологии минералов, являющийся отражением их внутренней структуры и внешней минералообразующей среды. Данные декрепитации гранатов позволяют установить, что кристаллы ромбододекаэдрического габитуса росли в интервале температур 500—600°С, а тригонтетраэдрического облика — 400—500°С. В отношении зависимости примесных компонентов в минералах от температуры их образования следует отметить, что вообще природные минералы почти всегда содержат целый набор элементов-примесей и теоретически любое изменение физико-химических условий кристаллизации минералов может вызвать изменения его состава. Что же касается минералов рассматриваемых метасоматитов, то установлено, что менее высокотемпературные гранаты скарнов Ордубадского района содержат большее число и большую концентрацию примесных элементов, нежели более высокотемпературные. Кроме того, содержание гроссуляровой молекулы в более высокотемпературных гранатах андрадит-гроссулярового ряда выше, чем в менее высокотемпературных. Однако нередко реальные колебания соотношений основных компонентов и концентраций элементов-примесей настолько незначительны, что не могут быть обнаружены обычными аналитическими методами.

ЛИТЕРАТУРА

1. Жариков В. А. Скарновые месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1968.

ПЕГМАТИТЫ — ЗАВЕРШАЮЩИЙ ЭТАП ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО МЕТАСОМАТОЗА КАЛЬЦИЕВО-МАГНЕЗИАЛЬНЫХ ПОРОД

Л. Н. Овчинников, А. А. Кременецкий

Гранитные пегматиты, в том числе и редкометалльные, могут иметь различное происхождение. Подобно гранитам и некоторым распространённым типам эндогенных рудных месторождений, они полигенны (гетерогенны), а слагающие их минеральные ассоциации конвергентны.

Результаты детального изучения восточносибирского месторождения цезий-биотитовых и холмквиститовых метасоматитов, включающих в поле своего развития серии жил сподумен-микроклин-альбитовых пегматитов, позволяют предполагать, что в некоторых случаях пегматитовые тела могут возникать как конечный продукт взаимодействия гидротермального раствора с кальциево-магнезиальными породами. Выявленные здесь закономерности последовательного отложения различных продуктов метасоматоза и фиксации при этом щелочных металлов указывают на возможность реального существования такого механизма пегматитообразования.

Описываемое месторождение представляет собой яркий пример проявления распространённого рудообразующего процесса, который может быть назван **трещинным метасоматозом**. Месторождение расположено в пределах северо-западного крыла антиклинальной структуры в зоне сочленения протерозойских осадочно-метаморфических пород с архейскими. Процесс метаморфизма, связанные с ранними фазами складчатости, выразились в преобразовании исходных осадочных и вулканогенно-осадочных пород в кристаллические сланцы и амфиболиты. Минеральные парагенезисы этого этапа соответствуют, по схеме Н. Л. Добрецова и др. [1], эпидот-эмфиболитовой фации регионального метаморфизма. Среди этой метаморфической толщи выделяются шесть литологических разновидностей: метапесчаники, ортоамфиболиты, амфиболовые сланцы и параамфиболиты, амфибол-биотитовые, кварц-биотитовые, мусковит-биотитовые сланцы.

Метаморфическая толща на участке площадью $2,5 \times 0,5$ км содержит свиту крутопадающих ($60-90^\circ$) пегматитовых жил грубо меридионального простирания. Форма пегматитовых тел типично жильная, с раздувами и пережимами, ветвлением и апофизами. Длина жил колеблется от десятков метров до 1,5 км, а мощность — от дециметров до 30—40 м. По падению жилы прослежены буровыми скважинами на 300 м и более. Мелкие жилы группируются обычно в жильные серии мощностью 20—40 м, в пределах которых 40—50% объема занимают пегматитовые тела и 50—60% — металллоносные метасоматизированные вмещающие породы, среди которых резко преобладают кварц-биотитовые сланцы, амфиболиты и амфиболовые сланцы.

Во внутреннем строении жил участвует в основном тонко- и мелкозернистый кварц-альбитовый комплекс переменного состава с непостоянной (от аплитовидной до гигантокристаллической) структурой. В небольшом объеме развиты кварц-мусковитовый и некоторые другие минеральные комплексы. Среди последних промышленно интересными являются кварц-сподумен-микроклиновые и кварц-сподумен-альбитовые (иногда с поллуцитом) ассоциации. Строгая закономерность в пространственном положении отдельных минеральных комплексов как по мощности, так и по простиранию или падению жил не обнаруживается, за исключением характерной приуроченности скоплений поллуцита к верхним частям тел с резким закономерным падением содержания цезия в пегматитах с глубиной.

Пегматиты в основном состоят (в %) из альбитом (35—45), кварцем (30—35), микроклином (15—20), сподуменом (8—13). Постоянно присутствуют берилл, касситерит, танталит, гранат, апатит, а на отдельных участках — мусковит, сине-черный турмалин, поллуцит, амблигонит и др. В соответствии с парагенетической классификацией Н. А. Солодова [7], большинство промышленных пегматитовых тел месторождения может быть отнесено ко второму подтипу микроклин-альбитового типа (с литиево-цезиевой минерализацией). Однако от типичных микроклин-альбитовых пегматитов со сподуменом и поллуцитом эти жилы отличаются отсутствием зонального строения, практически исчезновением лепидолита и розового или полихромного турмалина, а также морфологией и условиями залегания.

Наряду с промышленными пегматитовыми телами, несущими характерную редкометальную минерализацию, широко распространены многочисленные маломощные кварц-альбитовые (иногда с микроклином) жилы и прожилки с 1,0—8% Na и 0,0 *n*—3,4% K при содержании 0,00 *n* % редких щелочных металлов, в некоторых случаях даже необнаруживаемых (рубидий).

Редкие щелочные металлы: цезий, рубидий, литий, а также преобладающий калий широко распространены за пределами пегматитовых жил, во вмещающих породах в пределах всего рудного поля. Специально выполненные расчеты, основанные на использовании результатов анализа 500 проб, показывают, что на долю собственно пегматитовых жил падает 10,3% Li, 15,3% Rb и 4,6% Cs, привнесенных растворами. Чрезвычайно неравномерное распределение редких щелочных металлов в сланцах и амфиболитах с изменением концентрации на 2 порядка на расстоянии несколько сантиметров однозначно свидетельствует о массово-трещинном механизме проникновения растворов в метаморфические породы.

Трещины по ширине и протяженности весьма разнообразны, различно также их количество на единицу объема. Некоторые более крупные трещины прослеживаются в нескольких разрезах, являясь устойчивыми каналами движения растворов. В настоящее время они трассируются максимумами содержаний редких щелочных металлов (рис. 1, 2). По этим каналам, а также по сопутствующим им более мелким многочисленным трещинам происходил конвективный привнос металлов. В стороны от трещин металлы проникали под действием различных диффузионных механизмов в растворах, распространявшихся в поровом пространстве [5]. В последнем случае наиболее ярко проявлена дифференциация редких щелочных металлов, которая обуславливает сдвиг в пространстве линий максимумов содержаний лития и рубидия как относительно друг друга, так и особенно относительно цезия (см. рис. 1, 2). Первым осаждался цезий, максимумы содержаний которого, строго говоря, и фиксируют сейчас положение основных каналов фильтрации растворов.

Распределение цезия в метасоматитах на относительно небольшом участке показано на рис. 3. На этом графике резкие колебания содержания цезия в однородных амфиболитах образуют характерную пилу, когда на расстоянии, например, всего 4 м (глубина по скважине 53—57 м) содержание цезия поднимается и падает пятикратно, изменяясь в каждом случае в 20—25 раз¹. Одновременно вследствие не менее резкой тенденции щелочных металлов к дифференциации в растворе отношение содержаний цезия и лития также не остается постоянным, меняясь в

¹ Следует заметить, что такие резкие контрастные перепады содержаний на небольших расстояниях при массовом рядовом опробовании могут быть не распознаны. Бороздовое опробование, в частности на описываемом месторождении с длиной борозды 2 м, сильно усредняет, сглаживает результат и тем самым вуалирует эту контрастность, характерный признак определенного механизма рудоотложения (см. рис. 3, б).

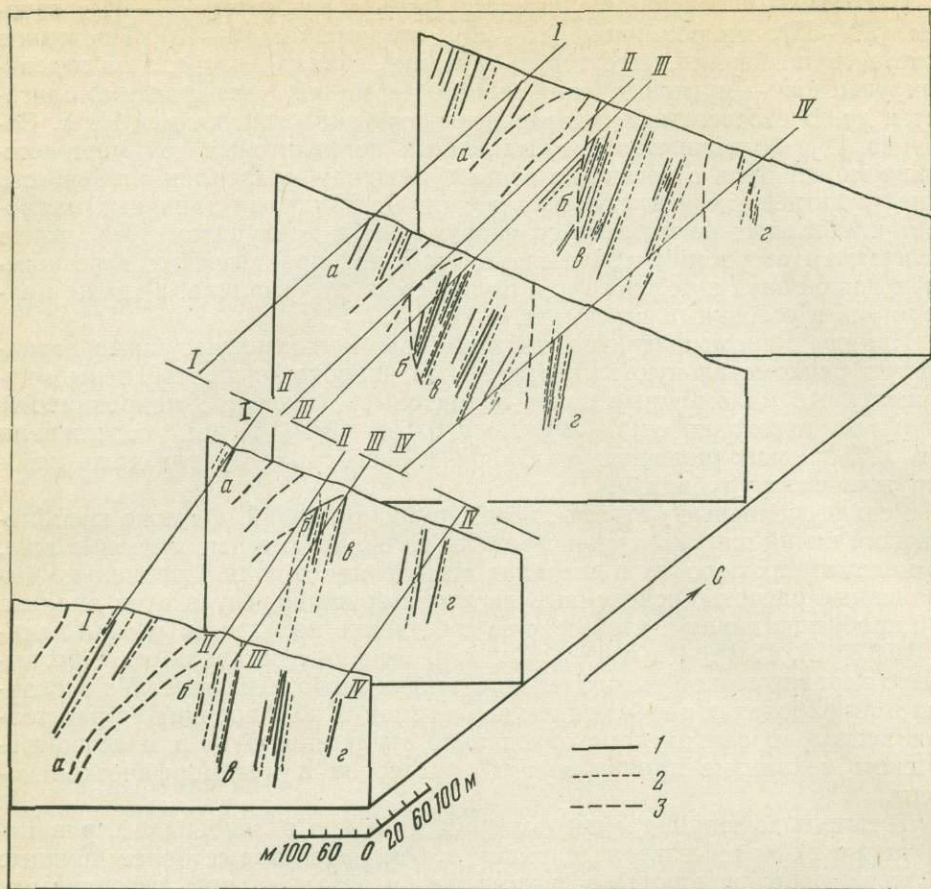


Рис. 1. Трассирование зон максимальных концентраций цезия и лития в околопегматитовых метасоматитах одного из месторождений редкометалльных пегматитов Восточной Сибири

а—г— условные обозначения зон концентраций цезия; I—I, II—II, III—III, IV—IV— линии, показывающие простираание зон концентраций цезия; 1—зоны концентрации Cs; 2—то же Li; 3—разрывные нарушения

этом же интервале от 0,2 до 11,7, т. е. почти в 60 раз. На соседнем участке (глубина 46,5—52,8 м) трещиноватость менее интенсивна, на интервал 6,3 м приходится уже только три более пологих максимума. Однако и здесь наблюдаются большие перепады содержаний цезия: от 0,08 до 1,5%, т. е. также почти в 20 раз, а отношение содержаний цезия и лития не менее резко меняется от 0,46 до 17,8 (почти в 40 раз).

Такая неравномерность распределения содержаний редких щелочных металлов (литий и рубидий ведут себя совершенно аналогично цезию) и изменчивости их отношений, проявляющаяся на весьма коротких расстояниях в литологически однородной среде, может быть обусловлена только сочетанием конвективного переноса металлов по трещинам (максимумы содержаний) с диффузионным их перемещением в поровом межтрещинном пространстве в стороны.

На рис. 3 видно также, что наиболее низкие содержания цезия (0,005—0,05%) приходятся на расположенные в амфиболитах кварц-полевошпатовые жилы, относимые к пегматитам и представленные в основном кварц-альбитовой и микроклин-кварц-альбитовой ассоциациями.



Рис. 2. Поперечный геолого-геохимический разрез рудного поля

1 — пегматитовые жилы; 2 — измененные рудоносные амфиболиты и кварц-биотитовые сланцы; 3 — разрывные нарушения; 4—6 — зоны максимальных концентраций; 4 — лития, 5 — цезия, 6 — рубидия; 7 — буровые скважины

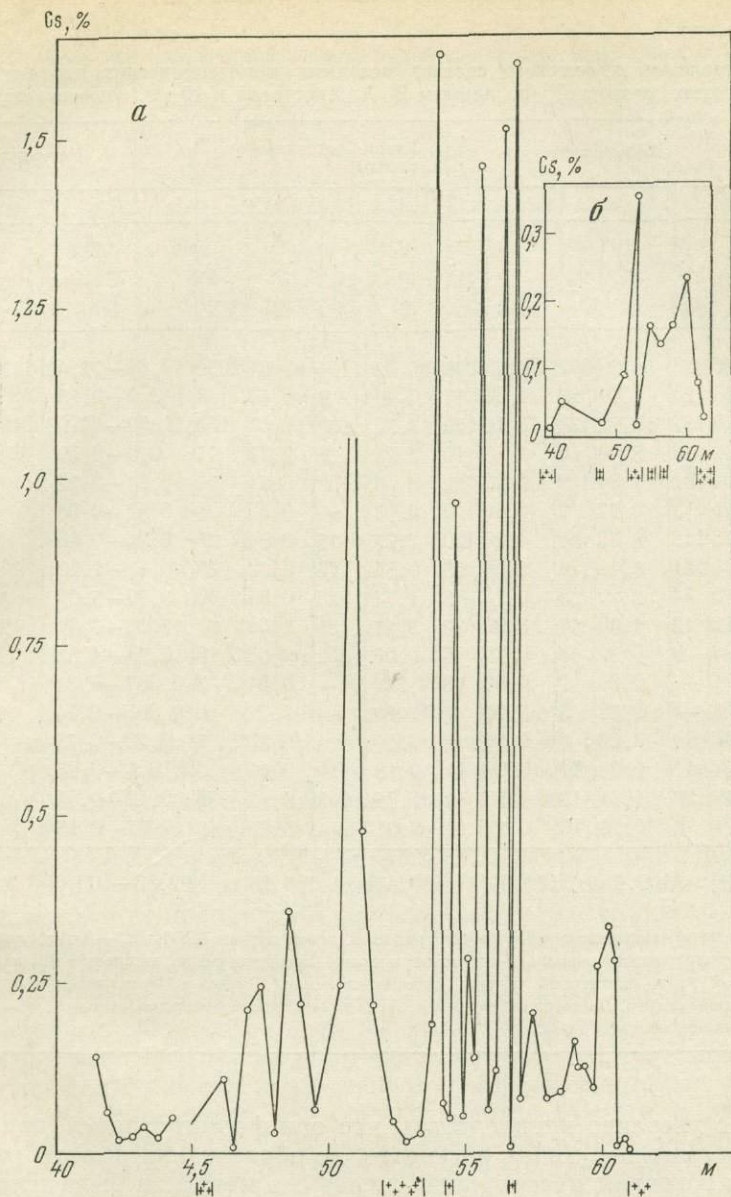


Рис. 3. Распределение цезия в измененных амфиболитах по разрезу одной из скважин (см. рис. 2)

a — по результатам точечного опробования; *б* — по результатам бороздowego опробования. Крестиками показаны пегматитовые жилы

Детальное структурно-геохимическое исследование рудного поля [5] показало, что максимальные концентрации редких щелочных металлов связаны с тектоническими зонами, образовавшимися в допегматитовое время. К ним относятся: 1) крутопадающие зоны разрыва северо-восточного падения раннескладчатого этапа; 2) трещины отрыва северо-восточного простирания и субмеридиональные трещины скола позднескладчатого этапа; 3) крутопадающие на юго-запад зоны растяжения орогенного этапа. Такая приуроченность рудоносных метасоматитов к зонам трещиноватости допегматитового возраста дает возможность

Таблица 1

Сопоставление химического состава исходных метаморфических пород и их измененных разновидностей (по данным В. А. Хвостовой и Ю. И. Филипповой)

Окислы	Амфиболиты						Кварц-биотитовые сланцы				Пегматиты	
	1		2		3		4		5		6	
	вес. %	мол. колич.	вес. %	мол. колич.	вес. %	мол. колич.	вес. %	мол. колич.	вес. %	мол. колич.	вес. %	мол. колич.
SiO ₂	49,40	823	54,20	902	56,23	936	66,32	1104	63,61	1059	70,31—72,42	1170—1205
TiO ₂	1,80	23	1,40	18	1,36	17	0,74	9	0,43	5	0,0—0,15	0—2
Al ₂ O ₃	14,05	137	13,72	134	13,16	129	15,55	152	13,57	133	16,80—18,03	165—177
Fe ₂ O ₃	2,96	19	2,40	15	3,13	19	3,21	20	2,77	17	0,0—0,59	0—4
FeO	13,02	181	7,84	109	9,13	126	3,59	50	5,71	79	0,16—0,32	2—5
MnO	0,15	2	0,17	2	0,18	3	0,03	—	0,30	4	0,02—0,05	—
MgO	4,73	118	6,72	167	4,87	120	2,96	75	3,94	98	0,20—0,60	5—15
CaO	9,05	161	6,41	114	2,96	53	0,85	15	0,72	13	0,42—1,22	7—21
Na ₂ O	2,75	44	2,20	35	0,15	2	1,73	28	0,59	10	3,79—5,39	61—87
K ₂ O	1,12	12	1,60	17	3,00	32	3,27	35	3,50	37	2,18—3,30	23—35
Li ₂ O	0,07	2	0,39	13	0,77	25	0,05	2	0,53	18	0,74—1,62	24—54
Pb ₂ O	0,001	—	0,30	2	0,56	3	0,002	—	0,54	3	0,087—0,34	0—2
Cs ₂ O	0,005	—	0,78	3	2,27	8	Необн.	—	1,77	6	0,005—0,84	0—3
P ₂ O ₅	0,10	1	0,50	4	0,31	2	0,10	1	0,20	1	0,23—0,75	1—6
H ₂ O ⁻	0,20	11	0,32	17	0,20	11	0,18	10	0,17	9	0,0—0,27	0—15
H ₂ O ⁺	0,69	39	1,31	13	1,59	89	1,84	103	1,62	90	0,12—0,56	7—31
F	0,21	6	0,21	10	0,22	12	0,01	—	0,29	16	0,07—0,15	3—8
Сумма	100,21		100,47		100,09		100,43		100,26		99,83—100,69	

1— неизменный амфиболит, участок Центральный, конец канавы МК-16; 2,3— амфиболит, в разной степени подвергшийся гидротермально-метасоматическому преобразованию, штольня 3 (2), карьер 1 (3); 4— неизменный кварц-биотитовый сланец, водораздел между Южным и Центральным участками; 5— кварц-биотитовый сланец, подвергшийся метасоматическому преобразованию, карьер 1; 6— пегматиты, по данным 5 технологических проб.

достаточно уверенно предполагать, что они формировались под действием метасоматизирующих растворов, до образования пегматитов. Иначе говоря, основная масса редких щелочных металлов была привнесена и отложена до появления пегматитов.

Метасоматическое преобразование металллоносным гидротермальным раствором метаморфических пород, особенно кварц-биотитовых сланцев, сопровождается сравнительно небольшим химическим изменением последних (табл. 1,2). В амфиболитах происходит явный вынос натрия и кальция с замещением их калием, литием, рубидием, цезием и отчасти водой; в меньших количествах натрий и кальций выносятся из кварц-биотитовых сланцев при также несколько меньшем привносе калия и редких щелочных металлов. Метасоматические минеральные новообразования в кварц-биотитовых сланцах обычно отсутствуют, в них даже литий концентрируется в биотите. Амфиболиты и амфиболовые сланцы изменяются значительно. Повышение содержания редких щелочных металлов в них сопровождается заметным изменением минерального состава с образованием сначала биотита, а затем холмквистита. Иногда трещинные зоны максимальных содержаний цезия характеризуются интенсивной хлоритизацией и карбонатизацией с цепочками вторичного сфена. Порода осветляется, что хорошо выделяет эти зоны мак-

Таблица 2

Изменение метаморфических пород в результате взаимодействия с гидротермальным раствором (мол. колич.)

Компоненты	Амфиболит					Компоненты	Кварц-биотитовый сланец		
	исходная проба 1	проба 2	проба 3	различие			исходная проба 1	проба 5	различие 4-5
				1-2	1-3				
SiO ₂	823	902	936	+79	+113	FeO	50	79	+29
K ₂ O	24	34	64	+10	+40	MgO	75	48	+23
Li ₂ O	4	26	50	+22	+46	K ₂ O	70	74	+4
Rb ₂ O	—	4	6	+4	+6	Li ₂ O	4	36	+32
Cs ₂ O	—	6	16	+6	+16	Rb ₂ O	—	06	+6
H ₂ O ⁺	78	146	178	+68	+100	Cs ₂ O	—	12	+12
F	6	10	12	+4	+6				+106
				+193	+327				
TiO ₂	23	18	17	-5	-6	TiO ₂	9	5	-4
Al ₂ O ₃	274	268	258	-6	-36	Al ₂ O ₃	304	266	-38
FeO	181	109	126	-72	-55	Fe ₂ O ₃	40	34	-6
CaO	161	114	53	-47	-108	CaO	16	13	-2
Na ₂ O	88	70	4	-18	-84	Na ₂ O	56	20	-36
				-148	-289				-86

симумов на местности, в других случаях не менее хорошим трассером служит новообразованный биотит. Замечено, что при содержании цезия 0,2% и менее амфиболит видимых изменений не претерпевает, тогда как присутствие 2% и более цезия приводит к почти полному превращению амфиболита в биотитовый метасоматит.

Главным носителем всех трех редких щелочных металлов в описываемых гидротермально-измененных метаморфитах является биотит, меньшая часть их находится в полевом шпате и холмквистите (табл. 3).

Освобождаемые при метасоматическом преобразовании амфиболитов и амфиболовых сланцев натрия, в какой-то степени кальций, возможно, и глинозем совместно с привнесенным раствором и неизрасходованным кремнием и калием могли идти на формирование некоторой части пегматитовых жил. Несомненно, что в описываемом месторождении образование пегматитов не знаменует начало процесса гидротермально-метасоматической деятельности, как обычно принято считать, а, наоборот, является его окончанием. При поступлении щелочных рудообразующих растворов в основные, богатые кальцием и магнием породы (различные амфиболиты и амфибол-биотитовые сланцы), как показал Д. С. Коржинский [2], происходит интенсивное кислотно-основное взаимодействие, приводящее к образованию в основных породах минералов и ассоциаций с высоким потенциалом щелочных металлов. При этом вследствие легкой диффузии щелочей около основных пород, пронизываемых потоком растворов, закономерно должен возникнуть диффузный ореол повышенной «отраженной» щелочности.

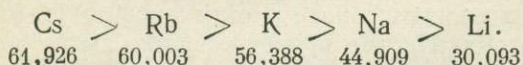
Жильные пегматитовые ассоциации представляют собой продукт такой отраженной щелочности. Происходит закономерная контрастная дифференциация щелочных металлов с растворением и переносом натрия и последовательным отложением привнесенных цезия, рубидия, калия и лития. Первым будет осаждаться металл, обладающий большей щелочностью, близкой к исходной максимальной щелочности поступающего раствора. Если, вслед за А. А. Маракушевым [4], мерой щелочности принять химическое сродство металла к протону, определяемое величиной приращения свободной энергии (ΔZ_7^0), то щелочные металлы об-

Таблица 3

Распределение редких щелочных металлов по минералам-носителям
(по В. А. Хвостовой)

Минерал-носитель	Содержание в породе, %	Содержание, %			Доля в минерале, %		
		Li	Rb	Cs	Li	Rb	Cs
Измененный амфиболит							
Биотит	55,0	0,53	0,98	4,00	74,8	98,3	98,9
Турмалин	1,0	0,03	0,01	0,06	0,15	0,04	0,05
Амфибол	1,5	0,14	0,016	0,33	0,3	0,04	0,2
Холмквистит	7,2	1,25	0,015	0,11	23,3	0,2	0,4
Полевые шпаты + + кварц	27,9	0,02	0,02	0,04	1,2	1,4	0,5
Прочие	6,6	—	—	—	—	—	—
Сумма	100,0				100,0	100,0	100,0
Измененный кварц-биотитовый сланец							
Биотит	41,8	0,43	1,04	3,86	73,1	92,45	97,4
Турмалин	5,5	0,05	0,015	0,11	1,1	0,2	0,3
Гранат	0,34	0,02	0,018	0,13	0,03	0,01	0,02
Мусковит	0,23	0,36	0,86	1,18	0,33	0,4	0,2
Послевые шпаты + + кварц	52,13	0,01	0,06	0,06	25,4	6,4	2,0
Сумма	100,0				100,0	100,0	100,0

разуют соответствующий ряд последовательности отложения в соответствии с уменьшением ΔZ_T^0 :



Нетрудно заметить, что этот ряд полностью отвечает приведенным геологическим данным. Как показано ранее, максимальные концентрации цезия, высаживающегося в первую очередь, трассируют основные трещины — каналы поступления растворов. Последней образуется кварц-альбитовая ассоциация, часто с литием, представляющая собой крайний продукт действия отраженной щелочности и рассматриваемая обычно как один из пегматитовых комплексов. К этому времени подавляющая масса не только цезия, но и рубидия, а также калия уже высадилась.

Благодаря слабым щелочным свойствам литий сохраняется в растворе длительное время, что способствует его отложению в верхней части обрабатываемого раствором пространства и образованию вертикальной зональности в распределении редких щелочных металлов, которая улавливается на месторождении, хотя и проявлена в меньшей степени, чем более контрастная зональность в перпендикулярном направлении.

Отложение редких щелочных металлов и калия в результате вытеснения натрия и отчасти кальция заставляет обратить внимание и на такой механизм взаимодействия растворов с обрабатываемыми метаморфитами, как катионный обмен [9]. Экспериментально установлено, что породообразующие полевые шпаты и слюды обнаруживают широкую способность к обмену катионов щелочных металлов с хлоридными, сернокислыми и некоторыми другими водными растворами. Довольно близкой моделью описываемого природного процесса вытеснения натрия может служить извлечение щелочных металлов из раствора путем ион-

ного обмена с натриевой формой клиноптилолита. Последовательность замещения (рис. 4), в соответствии с весьма контрастным различием констант распределения между клиноптилолитом и раствором, аналогична приведенному выше ряду последовательности отложения:

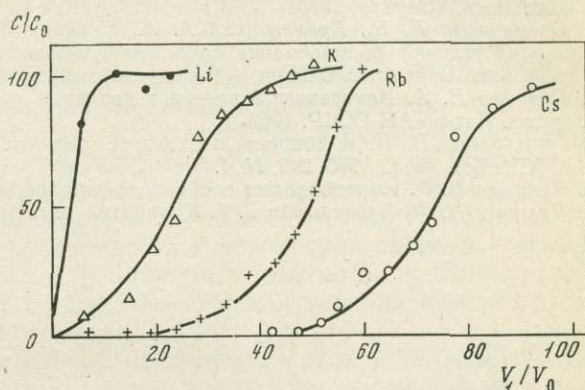
$$\text{Cs} > \text{Rb} > \text{K} > \text{Li}.$$

300,0 73,0 48,8 0,56

Такой катионный обмен, вероятно, возможен лишь при малых рядовых содержаниях щелочных металлов (сотые, первые десятые доли процента) и в первую очередь для кварц-биотитовых сланцев. Высокие содержания цезия и его спутников в амфиболитах возникают только при

Рис. 4. Катионный обмен из сернокислого раствора щелочных металлов с натриевым клиноптилолитом [10]

C/C_0 — относительная концентрация компонента в растворе;
 V_1/V_0 — относительный объем компонента



химическом взаимодействии и, как уже отмечалось, перекристаллизации породы до образования почти мономинерального слюдита. О роли катионного обмена в некоторой степени можно судить по данным табл. 3, содержащей поминеральный баланс распределения редких щелочных металлов в измененных амфиболите и кварц-биотитовом сланце.

Трещинный метасоматоз с взаимодействием резко неравновесного гидротермального раствора и основных пород и образованием в результате различных промышленных рудных месторождений распространен, вероятно, значительно более широко, чем принято считать. Охарактеризованное месторождение пегматитов не является исключением. Аналогичные указанным закономерности формирования выявлены также на одном из пегматитовых месторождений СССР [3]. Месторождение сподуменовых пегматитов приурочено здесь к габбро-анортозитовому массиву, который расположен в области контакта архейских гранито-гнейсов с нижнепротерозойскими образованиями. Структурно-геохимические критерии показывают, что здесь, так же как и в восточно-сибирском месторождении, формирование литиево-рубидиево-цезиеносных метасоматитов по габброидам было завершено в основном в допегматитовую стадию. Образованные позднее жильные пегматитовые комплексы в какой-то их части вполне могли возникнуть в результате взаимодействия гидротермального раствора с габброидами. В такой же последовательности рассмотрены процессы регионального метасоматоза и собственно пегматитообразования на примере еще одного из полей редкометалльных пегматитов Кольского полуострова [8].

В процессе взаимодействия гидротермальных щелочных рудообразующих растворов с кальциево-магнезиальной средой в качестве одного из конечных продуктов возникают не обязательно пегматитовые ассоциации. Более обычна, вероятно, кристаллизация остаточного раствора в виде кварцевых жил, как это, например, характерно для шеелитового месторождения Кти-Теберда на Северном Кавказе.

ЛИТЕРАТУРА

1. Добрецов Н. Л., Ревердатто В. С., Соболев Н. В., Хлестов В. В. Фации метаморфизма. «Недра», 1970.
2. Коржинский Д. С. Теория процессов минералообразования. Изд-во АН СССР, 1962.
3. Кременецкий А. А., Скрябин В. Ю., Овчинников Л. Н. Структурно-геохимические критерии последовательности формирования редкометальных пегматитов и околопегматитовых месторождений.— Докл. АН СССР, 1977, 232, № 2.
4. Маракушев А. А. Кислотно-щелочные свойства минералов и петрохимические расчеты.— Вестн. Моск. ун-та. Геология, 1973, № 5.
5. Овчинников Л. Н. Механизм формирования первичных геохимических ореолов и рудных тел.— В кн.: Проблемы эндогенного рудообразования и металлогении. Новосибирск, «Наука», 1976.
6. Овчинников Л. Н., Кременецкий А. А., Скрябин В. Ю. Структурно-геохимический анализ условий формирования околопегматитовых метасоматитов одного из месторождений Восточной Сибири.— Геол. рудн. месторожд., 1976, № 6.
7. Солодов Н. А. Внутреннее строение и геохимия редкометальных гранитных пегматитов. Изд-во АН СССР, 1962.
8. Тихомирова Н. И. К вопросу о генезисе редкометальных пегматитов.— Докл. АН СССР. Сер. геол., 1973, 212, № 4.
9. Челищев Н. Ф. Ионнообменные свойства минералов. «Наука», 1973.
10. Челищев Н. Ф., Беренштейн Б. Г. Клиноптилолит. ВИЭМС, 1974.

МЕТАСОМАТИТЫ В МАССИВАХ УЛЬТРАОСНОВНЫХ-ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД И КАРБОНАТИТОВ

Э. А. Ланда

Метасоматизированные породы и метасоматиты являются существенной составляющей щелочно-ультраосновных интрузивных массивов. В частности, один из выделяемых [11, 12] петрографических типов подобных массивов — метаультрабазитовый — почти нацело сложен породами метасоматического генезиса.

В связи с созданием формализованных классификаций метасоматических образований [13, 16], а также прогрессом теоретических представлений об общих закономерностях становления щелочно-ультраосновных комплексов целесообразно кратко остановиться на особенностях метасоматических парагенезисов, колонок и фациально-стадиальных условиях их возникновения. Это поможет, с одной стороны, уточнить место метасоматитов в разрабатываемых формационных системах и, с другой стороны, с новых позиций осветить закономерности их петрогенезиса.

ФОРМАЦИОННЫЙ АНАЛИЗ МЕТАСОМАТИТОВ

Наиболее ранний комплекс метасоматитов возникал в ходе так называемой стадии нефелинизации, выделяемой в достаточно близком объеме многими исследователями.

Комплекс включает как нефелинсодержащие метасоматиты, так и ряд безнефелиновых пород, формировавшихся и внутри массивов, и в их экзоконтактах (фация фенитов). Сингенетичность указанных образований доказывается существованием метасоматических колонок такого типа:

Ийолит—мельтейгит	He^*+Pi^{**}, He	$Fl+Pi, Fl$	Оливинит, пироксенит, якупирангит, доломит Оливинит Гнейс, гранитоид
	$He+Pi, Fl$	$Fl+Ol$	
	$He+Pi^{***}$	$Ab+Pi+Kпи.$	
	$Ab+He+Pi$	$Ab+Kпи+Amф$	

* Приняты следующие условные сокращения минералов: *Ab* — альбит, *Amф* — амфибол, *Gr* — гранат, *Ди* — диопсид, *Ка* — Кальцит, *Канк* — канкринит, *Кпи* — калиевый полевой шпат, *Me* — мелилит, *He* — нефелин, *Ol* — оливин, *Пи* — клинопироксен, *Fl* — флогопит, *Цб* — цеболит, *Юа* — юанит.

** Кроме главных минералов, характерны титаномагнетит, апатит и некоторые другие минералы.

*** Характер экзоконтактных парагенезисов (фениты) более разнообразен, что связано в основном с пестротой состава субстрата.

Анализ механизма формирования зональности был дан ранее [8, 9], поэтому отметим только следующую особенность колонок для пород внутри массивов. В их различных зонах реакции минералообразования совершались при инертном поведении одного и того же компонента (алюминий). Поэтому переход от зоны к зоне обычно не сопровождается изменением количества минералов. Если же это имеет место, то это объясняется в основном неоднородностью физических свойств исходной породы в разных ее участках (различная пористость, трещиноватость и др.) и соответственно разными возможностями в отношении ее объемного замещения.

Одной из причин возникновения метасоматической зональности в тех случаях, когда по колонке нет различия в соотношении инертных и подвижных компонентов, является изменение активных концентраций подвижных компонентов от зоны к зоне [5]. Именно так обстоит дело в нашем случае. Переход от передовой зоны к тыловой совершался при увеличении активности натрия и столь же значительном уменьшении активности калия. Это свойство метасоматической колонки отражает дифференцированное распределение щелочей в «колонке» растворов, в головной части которой накапливался более подвижный калий (в основном в виде $KAIO_2$), а в тыловой части — менее подвижной натрий (в том числе в виде $NaAlO_2$). Соответственно поглощение поступающего в замещаемую породу алюминия совершалось в передовых зонах совместно с калием, а в тыловых — совместно с натрием. А. С. Павленко [19] подобного рода зональность, зависящую главным образом от изменения интенсивных параметров системы, предлагает называть «фациальной зональностью». Таким образом, передовые зоны колонки соответствуют фации высокой активности калия, а тыловые — фации высокой активности натрия. Подобное деление тем более оправдано, что флогопитсодержащие метасоматиты в щелочно-ультраосновных массивах могут встречаться и обособленно друг от друга, на что уже обращалось внимание [1, 12].

Весьма близкий комплекс флогопитсодержащих метасоматитов (слюдиты, флогопит-пироксеновые породы и др.) возникал также в пространственно-генетической связи с мелилитовыми породами, в частности с турьяитами. Такого типа метасоматические колонки, охарактеризованные в работах В. И. Тернового, Б. В. Афанасьева, Б. И. Сулимова [18], И. Т. Расс [15] и некоторых других исследователей, могут иметь следующее строение: турьяит — $He+Me+Fl-Fl+Me+Ol-Fl+Ol$ — оливинит. Колонки естественно рассматривать как аналог приведенных выше колонок нефелинизации (ийолитизации). Решающим доводом в пользу сделанного вывода являются особенности геологических и возрастных соотношений пород серии якупирангит — мельтейгит — ийолит и мелилитовых пород, на чем целесообразно остановиться подробнее, поскольку до настоящего времени имеются самые разные точки зрения относительно времени их появления в щелочно-ультраоснов-

ных массивах. Согласно одной точке зрения, мелилитовые породы формировались позднее серии якупирангит — мельтейгит — ийолит [6], согласно другой, обоснованной данными по Маймеча-Котуйскому региону, — ранее этой серии [3]. Автором [7] приведены также доказательства сингенетичности мелилитовых нефелин-пироксеновых пород и возможности неоднозначных взаимоотношений между мелилитовыми породами и различными членами нефелин-пироксеновой серии. Фактический материал по Ковдорскому массиву и массивам Турьего мыса (Кольский п-ов) доказывает справедливость последней концепции.

На юго-востоке Ковдорского массива в турьяитах встречаются участки с микрогетерогенным строением, в которых чередуются микрошлиры собственно турьяитов и нефелин-пироксеновых агрегатов без мелилита, т. е. фактически ийолитов, причем переходы между обеими петрографическими разновидностями постепенные, а взаимоотношения нефелина, пироксена и мелилита в зонах перехода в основном равновесные (гипидиоморфная структура). Отмечается и микрогетерогенность того же типа: полосчатость турьяитов местами обусловлена наличием редких и невыдержанных по простиранию полос мощностью 1—3 см, представляющих собой обособления ийолита, постепенно переходящего в турьяит. Наряду с подобными сингенетическими участками ийолитов отмечаются секущие их выделения в виде тонких (1—2 см) и протяженных прожилков с заметными, хотя и не вполне резкими ограничениями. Кроме того, в турьяитах довольно много шлировидных сегрегаций, пегматоидных ийолитов и ийолит-уртитов линзовидной или округлой формы (до 1 м в поперечнике), вполне изолированных и лишенных каких-либо проводников. Образование таких шлиров несколько отставало от формирования вмещающих их турьяитов. Это доказывается тем, что ориентировка призматических индивидов пироксена в шлирах зачастую нормальна поверхностям их контактов.

В массивах Турьего мыса (Центральный, Кузнаволок и др.) среди ранних членов нефелин-пироксеновой серии широко развиты мелко-среднезернистые мезократовые мельтейгиты с гипидиоморфной, а местами гранобластовой и коррозионной структурой. Турьяиты рассекают подобные породы. Так, в массиве Кузнаволок можно видеть систему пересекающихся жил турьяитов в мельтейгитах. В массиве Центральный в контактах мельтейгитов и турьяитов наблюдаются апофизы мелилитовых пород и мельтейгиты (см. рисунок, а). Апофизы имеют вид относительно тонких (до 2—3 см) прожилков с прямолинейными и параллельными ограничениями, четко отделяющими их от мельтейгитов. Прожилки отходят от основного контакта под разными углами и иногда пересекаются друг с другом. Мельтейгиты вблизи прожилков не изменены, в самих же турьяитах мелилит полностью разложен и замещен агрегатом, в котором преобладает бурый волокнистый юанит. Никакой зональности по мощности и простиранию прожилков нет. Более поздние члены нефелин-пироксеновой серии в Центральном массиве представлены, в частности, преимущественно крупнозернистыми ийолитами и ийолит-уртитами с гипидиоморфной структурой. Взаимоотношения этих пород с турьяитами иные. Плоскости их контактов иногда срезают полосчатость в турьяитах. Кроме того, местами индивиды пироксена в эндоконтакте ийолита с турьяитом ориентированы нормально контакту (см. рисунок, б).

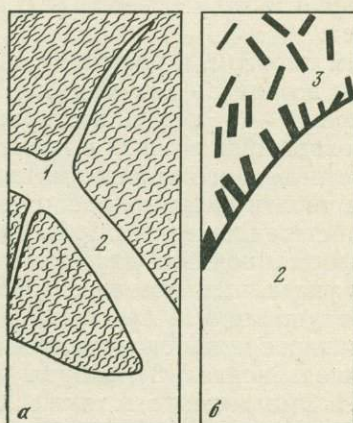
Приведенные данные с учетом уже известных фактов [7] свидетельствуют о том, что мелилитовые породы образовались близко или одновременно с серией якупирангит — мельтейгит — ийолит. Они могли формироваться и несколько ранее всей серии в целом, и синхронно с некоторыми членами серии (Ковдор), и, наконец, в промежутке между ранними и поздними членами серии (Турый мыс). Кроме того, в целом ряде массивов они вообще не образуются. Все это подтверждает положение о мелилитовых породах как особой пересыщенной кальцием фации

нефелин-пироксеновой серии. Соответственно метасоматические колонки с мелилитом и без него представляют собой разные фации.

На месте парагенезисов, возникших в стадию нефелинизации, с понижением температуры могли формироваться новые, отнесенные нами [9] к так называемой промежуточной стадии метасоматизма. Переход к ней характеризовался своего рода инверсией метасоматического процесса, в частности развитием флогопита по нефелину, иногда пироксенизацией нефелин-пироксеновых пород [3], т. е. как бы наложением передовой зоны колонки нефелинизации на тыловую. Могли также кристаллизоваться метасоматический гранат (с образованием парагенезисов гранат + нефелин + мелилит + пироксен), а также перовскит, апатит и др.

Различные типы взаимоотношений между мелилитовыми и нефелин-пироксеновыми породами. Зарисовки кернa

- а — жилы-апофизы турьяита секут мельтейгит;
- б — индивиды пироксена в ийолите ориентированы нормально плоскости контакта с турьяитом; заштрихованные поля — мельтейгит; 1—2 — турьяит; 3 — ийолит



Метасоматиты этой стадии, развивающиеся по тыловым зонам колонок нефелинизации, можно рассматривать как температурную фацию метасоматитов стадии нефелинизации, переход к которой сопровождался инверсией активности подвижных компонентов. Соответственно наблюдается закономерное усложнение зональности, характерной для стадии нефелинизации. С учетом подобной закономерности все рассмотренные выше метасоматиты могут классифицироваться как одно сложное полифациальное подразделение, объединяющим элементом которого может быть связь с ийолит-мельтейгитами.

Другой комплекс метасоматических пород возникал в связи с формированием карбонатитов в ходе так называемой стадии карбонатизации. Характерные для стадии типы зональности схематически могут быть показаны следующим образом:

Севит (кальцитовая зона)	$Ka + \Phi л^*$		$Ka + Ди$ $Ka + \Phi л + Ди$ $Ka + \Phi о$	Пироксенит, оливинит, нефелин-пироксеновая порода
	$Ka + \Phi л$ $Ka + \Phi л + Гр$		$Гр + Амф + Ka$ $Гр + Амф + Ди + Ka$	Нефелин-пироксеновая и мелилитовая породы
	$Ka + \Phi л$ $Ka + \Phi л + Гр$	$Ka + Гр + Ди + Me$ (Канк) $Ka + Ди + Me$ (Канк)	Цб; Юа	Мелилитовая порода

* Во всех зонах могут присутствовать апатит, магнетит, иногда перовскит. В апомелилитовых агрегатах — везувиан, волластонит, некоторые другие минералы.

Стадия протекала в рамках определенного температурного интервала, что дает повод некоторым исследователям более дробно разделять

околокарбонатитовые метасоматиты по времени их образования [15, 18]. Специфическим типом пород, возникавших в эту же стадию, являются фоскориты — породы апатит-магнетит-форстеритового состава с флогопитом и кальцитом, представляющие собой продукт реакционно-флюидизационного взаимодействия карбонатитов с ультраосновными породами [10]. Как и возле карбонатитов, вокруг фоскоритов иногда возникала оторочка кальцит-флогопит-диопсидового состава (массивы Палабора, Гленовер, Арбарастах). Конкретные особенности метасоматитов стадии определялись исходным составом карбонатизируемых пород, в меньшей степени температурой образования, влияющей на активность воды и углекислоты. Соответственно и в этом комплексе метасоматитов может быть выделен ряд фаций по составу субстрата, температуре и кислотности-щелочности растворов [17], т. е. комплекс в целом сложен и полифациален.

Таким образом, в щелочно-ультраосновных массивах последовательно могли возникать как минимум два комплекса метасоматических пород. Первый — с нефелинсодержащими породами в тыловых зонах, формировавшийся в связи с кристаллизацией ийолит-мельтейгитов, второй — с кальцитсодержащими породами в тыловых зонах, образовавшийся в тесной связи с карбонатитами (в основном севидами). В соответствии с предложенным Д. В. Рундквистом и И. Г. Павловой [16] принципом формационного деления метасоматитов по составу их тыловых зон, два указанных комплекса могут рассматриваться как две метасоматические формации. Первая может быть параллелизована с формацией «ийолитизированных пород», выделенной в классификационной схеме Б. И. Омеляненко [13], вторая — с «формацией карбонатитов» в схемах Б. И. Омеляненко, а также Д. В. Рундквиста и И. Г. Павловой [16]. Оба названия не вполне удачны, прежде всего из-за их чрезмерной «генетичности». Они не отвечают современному состоянию вопроса, заключающемуся практически во всеобщем признании первично-магматической природы ийолитов и все большем признании таковой для карбонатитов. Необходимо также указать на неясность положения в упоминаемых схемах фенитов щелочно-ультраосновных комплексов, являющихся, как показано выше, экзоконтактной фацией метасоматитов, возникающих на стадии нефелинизации. Напомним, что термин «фенит» введен в употребление В. Бреггером [22], назвавшим так экзоконтактные метасоматиты щелочно-ультраосновного массива Фен, и что некоторые исследователи рассматривают процессы нефелинизации пород внутри подобных массивов как разновидность фенитизации [23]. Соответственно предлагается первую из рассматриваемых формаций называть по составу формацией нефелиновых и флогопитовых щелочно-ультраосновных метасоматитов и фенитов, а вторую — формацией кальцит-силикатных щелочно-ультраосновных метасоматитов.

Проведенное разделение, однако, несколько искусственно. Оно не учитывает отличительной особенности метасоматитов щелочно-ультраосновных комплексов — их теснейшей пространственно-временной и генетической сопряженности с магматическими породами. В указанных выше случаях в тылу собственно метасоматических колонок в качестве особого элемента единой зональности расположены породы, имеющие магматическую природу (ийолиты, турьяиты, сеиды). Поэтому типы зональности и комплексы пород с подобной зональностью могут быть определены как метасомо-магматические. Соответственно можно выделить два метасомо-магматических формационных комплекса:

1) комплекс нефелиновых, флогопитовых щелочно-ультраосновных метасоматитов, фенитов и ийолит-мельтейгитов¹ (сюда также должны

¹ В практике исследований этот комплекс фактически уже рассматривается как метасомо-магматический. Например, описываются «колоники ийолитизации, турьяитизации», формации ийолитизированных пород и т. д.

быть включены сопряженные с ийолитами якупирангиты-мельтейгиты, турьяиты и некоторые другие породы);

2) комплекс кальцит-силикатных щелочно-ультраосновных метасоматитов и карбонатитов (сюда должны быть включены (?) апокарбонатитовые метасоматиты — продукты апатитизации, гематитизации, флюоритизации, анкеритизации и т. п., проявляющихся на поздних стадиях формирования некоторых массивов; не исключено, однако, что это особый формационный комплекс).

Оба комплекса являются составными частями единой природной ассоциации — формации щелочных-ультраосновных пород и карбонатитов. Такого же типа комплексы характерны и для других интрузивных формаций платформенных областей. При дальнейшей разработке классификационных схем следует обязательно учитывать их специфические особенности.

КОМПЛЕКСЫ МЕТАСОМАТИТОВ — ПРОДУКТ ЕДИНОГО ПЕТРОГЕНЕТИЧЕСКОГО ЦИКЛА

Рассматривая существование нескольких формационных комплексов метасоматитов, нельзя игнорировать факты, свидетельствующие о большой близости между ними. Так, кальцитсодержащие парагенезисы зачастую формировались в тех же зонах и структурах массивов, что и парагенезисы с нефелином. В частности, образование зональных флогопитоносных пегматитов (пегматоидов) массива Одихинча [2] было фактически единым и однонаправленным процессом, в котором последовательно проявились нефелинизация, гранатизация и карбонатизация, сменявшиеся закономерно вследствие последовательного возрастания химического потенциала кальция в воздействующих растворах. На это указывает следующий характер смены парагенезисов: нефелин + пироксен — нефелин + пироксен + гранат — флогопит + апатит + кальцит. В Гулинском месторождении образование части кальцит-диопсидовых пород также представляло собой единый сложный процесс, началом которого была нефелинизация, а окончанием — карбонатизация [9]. Образование флогопит-диопсидовых метасоматитов Ковдорского флогопитоносного месторождения совершалось последовательно в два этапа, начиная со стадии нефелинизации и кончая стадией карбонатизации и образования фоскоритов. В упоминавшихся массивах метаультрабазитового типа (Палабора, Гленовер, Арбарастах и др.) метасоматиты также формировались полистадийно и не всегда с четким переходом от стадии к стадии. Показательна и минералогическая близость разных формационных комплексов. Парагенетический анализ [8, 15] позволяет установить для всех стадий метасоматизма практически однотипный характер подвижности компонентов: инертность (достаточность) Al, Si, Mg и подвижность (избыточность) K, Na, Ca, CO₂, H₂O.

Таким образом, и с формальных и с генетических позиций правомерен вывод о формировании комплексов метасоматитов в ходе единого стадийного и полифазического цикла. И на ранних и на поздних этапах цикла метасоматическое породообразование совершалось под воздействием принципиально однотипных флюидов, в частности существенно насыщенных щелочами, кальцием, углекислотой. Этот вывод близок представлениям некоторых других исследователей. В частности, А. А. Кухаренко и сотрудники [6] рассматривают метасоматические породы в щелочно-ультраосновных массивах как единый последовательно формирующийся комплекс. Единство метасоматических процессов в щелочно-ультраосновных массивах подчеркивают Е. М. Эпштейн [21] и некоторые другие исследователи. Однако представления о непрерывности метасоматического цикла несовместимы с мнением многих исследователей о полностью дискретном характере формирования отдельных серий

магматических пород в щелочно-ультраосновных массивах. Попытка соединить оба положения приводит к непреодолимым противоречиям. Такое, в частности, противоречие имело место в теоретических построениях Е. М. Эпштейна [21], который, справедливо считая метасоматические процессы в целом едиными и связывая начало их с интрузией ийолитов, вынужден был в то же время оторвать метасоматический этап от ийолитового, поместив его в схеме образования щелочно-ультраосновных комплексов после сиенитового этапа. Вывод о петрогенетическом единстве метасоматических пород в массивах ультраосновных пород и карбонатитов оправдан лишь при условии отказа от представлений о полностью дискретном механизме становления подобных массивов и принятия точки зрения, согласно которой формирование ийолитов, сиенитов и карбонатитов также совершалось в ходе единого последовательного процесса. Появление сиенитов не нарушало основных закономерностей процесса. Оно только вносило в него особенности, которые обнаруживаются локально в непосредственном контакте с сиенитами.

Подобная гипотеза, сформулированная на основании геолого-петрографических фактов [8, 11, 12], находит в настоящее время дальнейшее подтверждение. Так, Л. Л. Перчук [14], исходя из посылок физико-химического анализа, считает, что щелочно-ультраосновные массивы образовались из сосуществующих жидкостей составов ийолита и карбонатита. Теоретические и экспериментальные исследования К. Керри позволяют сделать вывод, что в ультраосновных-щелочных расплавах (состава нефелинита-меланефелинита) после выделения оливина возникают несмешивающиеся фракции, близкие мельтейгиту, карбонатиту и сиениту [20]. Последовательная кристаллизация указанных фракций и их реакционное взаимодействие с ранее сформированными ультраосновными породами и между собой обусловливали появление всей гаммы пород щелочно-ультраосновных комплексов, включая единый ряд метасоматитов. Появление мелилитовых пород может быть объяснено реакцией нефелин-пироксенового расплава с существенно карбонатным (протокарбонатитовым) флюидом в условиях низкого парциального давления углекислоты и массового замещения ультраосновных пород. Становится также более логичным вывод о принципиальной однотипности растворов, способствовавших появлению разных комплексов метасоматитов. Действительно, подвижность (избыточность) в ходе всего метасоматического цикла кальция, щелочей и углекислоты объясняется существованием уже в начале цикла пересыщенного этими компонентами карбонатитового (протокарбонатитового) флюида.

ЛИТЕРАТУРА

1. Глаголев А. А. Алюмосиликатные метасоматиты массива Арбарастах.— В кн.: Проблемы метасоматизма. «Недра», 1970.
2. Гольдбург Т. Л., Ланда Э. А. Месторождение флогопита Одихинча на севере Сибирской платформы.— Тр. НИИ геол. Арктики, 1963, 136.
3. Егоров Л. С. К проблеме нефелинизации железомagneзиально-кальциевого метасоматоза в интрузиях щелочных и ультраосновных пород.— Труды НИИ геол. Арктики, 1960, 114.
4. Егоров Л. С. Мелилитовые породы Маймеча-Котуйской провинции. Л., «Недра», 1970.
5. Жариков В. А. Геология и метасоматические явления скарново-полиметаллических месторождений Западного Карамазара. М., Изд-во АН СССР, 1959.
6. Кухаренко А. А., Орлова М. П., Булах А. Г. и др. Каледонский комплекс ультраосновных щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Карелии. «Недра», 1965.
7. Ланда Э. А. О генезисе мелилитовых пород в щелочно-ультраосновных массивах.— Зап. Всесоюз. минер. о-ва, 1966, ч. 95, вып. 3.
8. Ланда Э. А. Условия образования флогопитовых месторождений Маймеча-Котуйской провинции щелочных ультраосновных пород. Л., 1967.

9. Ланда Э. А. О генезисе флогопитовых месторождений в массивах щелочных ультраосновных пород.— Тр. ВСЕГЕИ, 1968, 121.
10. Ланда Э. А. Об взрывчатой брекчии в Ковдорском железорудном месторождении.— Докл. АН СССР, 1971, 199, № 6.
11. Ланда Э. А. Типы зональности в массивах ультраосновных щелочных пород и карбонатитов.— В кн.: Метасоматизм и рудообразование. «Наука», 1974.
12. Ланда Э. А. Петрографические типы и вертикальная зональность массивов ультраосновных щелочных пород.— Геол. и геофиз., 1975, № 10.
13. Омеляненко Б. И. О критериях формационной самостоятельности и классификации метасоматитов.— Геол. рудн. месторожд., 1975, № 3.
14. Перчук Л. Л. Термодинамический режим глубинного петрогенезиса. «Наука», 1973.
15. Расс И. Т. Закономерности распределения редкоземельных элементов в минеральных парагенезисах метасоматитов щелочно-ультраосновных массивов (массивы Ковдорский и Гулинский). М., 1971.
16. Рундквист Д. В., Павлова И. Г. Значение зональности гидротермально измененных пород для выделения метасоматических формаций.— В кн.: Метасоматизм и рудообразование. «Недра», 1975.
17. Самойлов В. С. Генетические типы и фации карбонатитов.— В кн.: Метасоматизм и рудообразование. «Наука», 1974.
18. Терновой В. И., Афанасьев Б. В., Сулимов Б. И. Роль магматических и метасоматических процессов при формировании Ковдорского массива и связанных с ними полезных ископаемых.— В кн.: Метасоматизм и рудообразование. «Недра», 1975.
19. Тугаринов А. И., Павленко А. С., Александров М. В. Геохимия щелочного метасоматизма. М., Изд-во АН СССР, 1963.
20. Чухров Ф. В. Минералогия.— В кн.: Проблемы геологии и полезных ископаемых на XXIV сессии Международного геологического конгресса. «Наука», 1974.
21. Эпштейн Е. М., Аникеева Л. И., Михайлова А. Ф. Метасоматические породы и флогопитоносность Гулинской интрузии.— Труды НИИ геол. Арктики, 1961, 122.
22. Brögger W. G. Die Eruptivgesteine des Kristianiagebietes. Bd. IV. Das Fengebiet in Telemark. Norw. Vidensk. Sar. I. Kristiania, 1921, № 9, 408 s.
23. Straus C., Truier F. The alkali complex of Spiturop, Sekukuiniland, Eastern Transvaal.— Geol. Soc. Sout Africa Transv., 1951, 53.

ЗОНАЛЬНОСТЬ СОСУЩЕСТВУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ ПРИРОДНЫХ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ КОЛОНОК

И. Т. Расс

Возникновение метасоматической зональности является результатом необратимого, неравновесного процесса. Однако при этом общая неравновесность новообразований по отношению к замещаемым породам, а также различных зон колонок между собой сочетается с локальным равновесием в каждом участке в каждый данный момент, которое возможно в том случае, если скорость установления равновесия между поровым раствором и твердой фазой больше, чем скорость просачивания раствора. Допущение локального равновесия положено в основу теории метасоматической зональности Д. С. Коржинского [2].

В последнее время благодаря внедрению метода рентгеновского микроанализа стало возможным определить изменение составов сосуществующих минералов от центра к периферии кристаллов, фиксирующее изменение условий минералообразования и отражающее равновесные и кинетические характеристики процесса. Подобная информация для метасоматических природных процессов является принципиально новой и позволяет установить тип метасоматического процесса (инфильтрационный или диффузионный), использовать дополнительный критерий равновесности парагенезисов (сопряженное изменение индикаторных отношений от центра к периферии кристаллов сосуществующих фаз), уловить зависимость между переменной частью состава минералов и уровнем химического потенциала вполне подвижных компонентов.

Настоящая работа представляет собой первую попытку одновременного исследования микрзоональности (в кристаллах), отражающей динамику смены последовательных состояний, стремящихся к состоянию локального равновесия, и условий образования метасоматической макрозоональности (в породах).

Различия в изменении состава минералов по зонам, выявленные методом рентгеновского микроанализа, являются в то же время генетическим критерием для пород сходного состава [8]. В отличие от микрораспределения в магматических минералах характер микрораспределения компонентов в породообразующих минералах метасоматитов экспериментально не изучен и не определяется соотношениями плавкости минералов.

В щелочно-ультраосновных гипабиссальных массивах широко распространены породы метасоматического генезиса, представляющие собой последовательные зоны метасоматических колонок ийолитизации и турьяитизации — процессов магматической стадии изменения оливинитов вследствие внедрения соответственно ийолитов и турьяитов. В Ковдорском массиве указанные породы закономерно сменяют друг друга от центра массива к периферии в такой последовательности [5]: оливинит → флогопитизированный и пироксенизированный оливинит → слюдит → нефелинизированный пироксенит → нефелин-пироксеновая порода | ийолит и оливинит → флогопитизированный и пироксенизированный оливинит (часто с монтгичеллитом) → оливин-мелилитовая порода и мелилитолит → мелилит-флогопитовая порода → мелилит-нефелиновая порода | турьяит. Изменение минерального состава метасоматитов последовательных зон колонки ийолитизации характеризуется следующими ступенями: на границе флогопитизированного оливинита и слюдита исчезает оливин; на границе слюдита и нефелинизированного пироксенита появляется нефелин, который замещает не весь флогопит; на границе нефелинизированного пироксенита и нефелин-пироксеновой породы исчезает флогопит. Для минерального состава метасоматитов последовательных зон колонки турьяитизации характерны следующие особенности: на границе флогопитизированного оливинита и оливин-мелилитовой породы появляется мелилит; на границе оливин-мелилитовой и мелилит-флогопитовой пород исчезает оливин и возникает нефелин; на границе мелилит-флогопитовой и мелилит-нефелиновой пород исчезает флогопит. Из парагенетического анализа этих ассоциаций следует [5], что возникновение их определяется инертным поведением Mg, Fe, Si, Al при вполне подвижных виртуальных Na и Ca. Мощности последовательных метасоматических зон, вычисленные по геологической карте [9] и уточненные по разрезам [1], в районе восток-юго-восточного профиля (где отбирали образцы из последовательных зон колонки ийолитизации) относятся по направлению от передовых (наименее измененных) зон к тыловым (наиболее измененным) соответственно как 49 : 29 : 15 : 8 при общей протяженности профиля около 2,5 км; в районе западного профиля (последовательные зоны колонки турьяитизации) — как 55 : 30 : 20 : 13 при общей протяженности профиля 0,9 км. Чтобы проследить изменения составов переменных минералов внутри одной метасоматической зоны, образцы отбирали на разном расстоянии от контактов метасоматических зон.

Нами исследованы изменения относительных концентраций Mg, Fe, Ti, Ca, Na, Al от центра к периферии кристаллов сосуществующих оливинов, пироксенов, флогопитов и мелилитов из последовательных зон, а также внутри каждой зоны метасоматических колонок ийолитизации и турьяитизации¹. Анализы проводили на рентгеновском микроанализаторе MS-46 «Сатеса». Результаты анализа представлены в табл. 1, 2.

¹ Содержания TiO₂ в оливинах и пироксенах передовых метасоматических зон ниже чувствительности анализа.

Таблица 1

Содержания MgO, FeO, TiO₂, CaO, Na₂O в исследованных минералах колонки ийолитизации (в вес.%)

Зона метасоматической колонки	№ пп	№ парагенезиса	Минерал и зона минерала	MgO	FeO	TiO ₂	CaO	Na ₂ O
Флогопитизированный и пироксенизированный оливинит	1	1296б	Ол ц	49,74	12,86	—	—	—
			п	54,88	11,96	—	—	—
			Фл ц	27,86	4,50	0,55	—	—
			с п	29,68	4,50	0,58	—	—
	2	1450е	Ол ц	48,50	15,70	—	—	—
			с	51,27	—	—	—	—
			п	52,23	14,79	—	—	—
			Пи ц	19,30	2,50	—	26,10	1,01
			п	17,90	3,20	—	25,82	1,50
			Фл ц	27,36	4,50	1,25	—	—
Слюдит	3	1351а	Ол ц	46,51	16,20	—	—	—
			п	48,22	15,40	—	—	—
			Фл ц	22,33	7,30	2,10	—	—
			п	24,04	7,60	1,92	—	—
	4	1351	Пи ц	18,40	2,70	—	25,50	1,43
			с	17,74	—	—	—	—
			п	17,08	3,22	—	25,46	1,20
			Фл ц	20,89	7,72	2,25	—	—
			с	—	—	2,17	—	—
			п	21,56	7,98	2,00	—	—
Нефелинизированный пироксенит	5	1351б	Пи ц	12,02	10,03	0,67	25,05	0,94
			с	12,85	9,39	0,72	—	1,21
			п	14,34	8,43	0,83	25,05	1,62
			Фл ц	19,32	13,90	2,37	—	—
	6	1455	Пи ц	13,02	9,46	0,38	24,21	1,32
			с	—	9,01	—	—	1,01
			п	13,02	8,56	0,30	24,07	0,94
			Фл ц	16,58	15,82	2,34	—	—
			с	17,58	15,05	2,20	—	—
			п	—	—	—	—	—
7	1456б	Пи ц	13,84	8,23	0,42	—	—	
		п	13,60	8,68	0,50	—	—	
		Фл ц	14,92	16,60	2,72	—	—	
		с	14,31	—	—	—	—	
		п	14,15	15,61	2,75	—	—	
		—	—	—	—	—		
Нефелин-пироксеновая порода	8	1350б	Пи ц	13,68	7,08	0,42	26,30	1,21
			с	14,59	—	—	—	—
			п	15,09	7,46	0,63	26,30	0,94
			Пи ц	15,25	7,59	0,47	26,44	1,21
			с	14,26	—	0,55	—	—
			п	14,18	7,20	0,63	26,44	1,01

Таблица 1 (окончанье)

Зона метасоматической колонки	№ пп	№ парагенезиса	Минерал и зона минерала	MgO	FeO	TiO ₂	CaO	Na ₂ O
Нефелин-пироксеновая порода	9	1288	Пи ц	11,94	11,96	0,45	22,37	0,94
			п	10,28	15,69	0,93	21,69	2,16
Ийолит	10	1229	Пи ц	11,26	11,26	0,15	20,15	2,17
			с	8,62	15,18	0,35		
			п	7,46	18,01	0,50	20,15	2,17

Аналитик В. А. Боронихин.

Минералы (здесь и в табл. 2): *Ол* — Оливин, *Пи* — пироксен; *Фл* — флогопит, *Ме* — меллит; зоны минерала: ц — центральная, с — средняя, п — периферическая; прочерк — содержание компонента ниже предела чувствительности; пропуск — компонент не определялся.

Отношения концентраций компонентов в сосуществующих фазах представляют собой важный геохимический индикатор, отражающий термодинамические параметры системы. Изменения отношений $Mg/(Mg+Fe)$, $Ti/(Mg+Fe+Ti)$, $Na/(Ca+Na)$ от центра к периферии кристаллов исследованных минералов из последовательных зон колонки ийолитизации, а также в пределах одной зоны показаны на рис. 1. Изменения тех же отношений и отношения $Al/(Mg+Al)$ по зонам сосуществующих минералов из последовательных зон колонки турьяитизации, а также в пределах одной зоны представлены на рис. 2. Полученные результаты разделяются на три категории: изменение средних составов сосуществующих минералов по зонам метасоматической колонки (в пространстве); изменение средних составов сосуществующих минералов внутри метасоматической зоны (в пространстве), исследование которых может быть распространено и на совокупность метасоматических зон (всю метасоматическую колонку); изменение составов сосуществующих минералов от начала кристаллизации (центра кристалла) до конца (периферии кристалла) — во времени.

В метасоматической колонке ийолитизации (см. рис. 1) от передовой (малоизмененной) зоны к тыловой отношение $Mg/(Mg+Fe)$ в сосуществующих минералах падает: в оливинах незначительно, в пироксенах резко на границе двух средних зон, во флогопитах резко на границах всех зон; отношение $Ti/(Mg+Fe+Ti)$ возрастает во флогопитах скачкообразно на границах двух передовых зон, менее значительно на границе слюдита и нефелинизированного пироксенита, в пироксенах тыловых зон остается более или менее постоянным; среднее отношение $Na/(Ca+Na)$ в пироксенах незначительно возрастает. В пределах каждой одной зоны в общем эти тенденции сохраняются, т. е. от фронта зоны к тыловой границе уменьшается среднее значение $Mg/(Mg+Fe)$ в оливине и флогопите; увеличиваются среднее отношение $Ti/(Mg+Fe+Ti)$ во флогопите, а также натриевость пироксенов (по тыловым зонам имеющихся данных недостаточно). Масштаб этих изменений существенно меньше, чем на границах зон. Изменение магнезиальности пироксена и флогопита в зоне нефелинизированного пироксенита сравнимо по масштабу со скачком составов на границах зон, в пироксенах оно противоположно направлено. Изменения индикаторных отношений от центра кристаллов пироксенов к периферии для магматического ийолита соответствуют диаграммам плавкости [8], а для большинства исследованных кристаллов из метасоматитов направлены в противоположную сторону (на рисунках не удалось отразить незакономерность, немонотонность этих изменений: нанесены значения этих отношений только для центра и периферии кристалла). Переменность составов минералов проявлена более резко в

Таблица 2

Содержания MgO, FeO, TiO₂, CaO, Na₂O, Al₂O₃ в исследованных минералах колонки турьяитизации (в вес. %)

Зона метасоматической колонки	№ пп	№ парагенезиса	Минерал и зона минерала	MgO	FeO	TiO ₂	CaO	Na ₂ O	Al ₂ O ₃
Флогопитизированный и пироксенизированный оливинит (с монтичеллитом?)	1	111	Ол ц	50,73	10,20	—	—	—	—
			с	51,40	10,27	—	—	—	—
			п	53,12	11,15	—	—	—	—
			Пи ц	17,05	2,13	—	26,01	0,4	—
			с	17,60	2,52	—	—	—	—
			п	17,43	2,62	—	26,01	0,7	—
			Фл ц	24,70	5,70	0,53	—	—	15,75
			с	25,91	6,21	0,48	—	—	—
			п	27,32	5,92	0,50	—	—	15,92
Оливин-мелилитовая	2	1392	Ол ц	52,80	10,60	—	—	—	—
			п	49,00	10,70	—	—	—	—
			Ме ц	10,00	2,2	—	35,6	3,5	3,0
			п	10,00	2,2	—	34,4	4,0	5,0
	3	1404	Ол ц	42,28	9,65	—	—	—	—
			п	48,75	10,16	—	—	—	—
			Ме ц	16,00	10,29	—	32,18	4,0	—
			п	16,58	11,06	—	30,78	3,62	—
	4	116	Ол ц	52,56	12,35	—	—	—	—
			с	56,04	—	—	—	—	—
			п	58,86	9,01	—	—	—	—
			Ме ц	8,29	2,44	—	31,62	3,77	4,02
			п	7,96	1,42	—	32,60	2,97	5,29
Мелилит-флогопитовая порода	5	1375	Пи ц	18,7	6,4	1,2	25,0	0,5	—
			п	15,7	4,5	0,75	25,0	0,2	—
			Фл ц	25,0	6,0	1,5	—	—	11,0
			п	24,0	7,0	1,6	—	—	11,6
			Ме ц	6,5	4,0	—	34,0	5,2	6,5
			п	7,0	2,5	—	33,0	4,7	6,0
	6	115	Пи ц	13,72	8,3	0,8	25,7	0,5	2,0
			п	13,90	7,6	1,2	25,7	0,7	3,2
			Фл ц	19,5	7,7	1,5	—	—	11,5
			п	20,0	7,5	1,3	—	—	12,0
			Ме ц	5,8	3,6	—	34,2	4,8	7,0
			п	5,8	3,1	—	34,2	5,2	7,5
			Ме ц	6,6	3,7	—	31,0	5,0	5,8
			п	6,7	3,5	—	32,5	5,6	6,2

Таблица 2 (окончание)

Зона метасоматической колонки	№ пп	№ парагенезиса	Минерал и зона минерала	MgO	FeO	TiO ₂	CaO	Na ₂ O	Al ₂ O ₃
Мелилит-флогопитовая порода	7	1294	Пи ц	7,25	5,0	0,30	22,6	0,5	0,8
			с	8,53	4,5	0,50	23,93	0,5	1,31
			п	9,50	4,0	0,60	24,5	0,34	1,75
			Ме ц	4,0	2,2		22,2	3,2	3,52
			п	3,6	3,0		24,0	2,75	3,4
Мелилит-нефелиновая порода	8	1295	Пи ц	13,0	9,1		25,0	0,8	1,4
			п	14,4	6,5		25,2	0,9	1,9
			Ме ц	7,3	3,2		35,0	5,7	7,8
			п	7,0	2,9		35,0	5,4	8,8
	9	1293	Пи ц	13,43	5,98	0,68	32,18	0,63	2,65
			п	13,60	5,27	0,67	32,95	0,27	2,08
			Фл ц	24,87	9,78	2,67	—	—	16,42
			с	25,87	10,94	2,67	—	—	15,12
			п	23,96	11,58	3,15	—	—	18,33
			Ме ц	6,96	3,41	—	31,34	5,26	9,26
			п	7,30	3,41	—	34,0	2,32	7,65
Турьянт	10	26	Пи ц	10,01	3,90	0,53	27,42	3,00	
			с	9,38	4,54	0,76			
			п	8,20	5,80	0,87	27,30	2,97	
			Ме ц	8,00	2,01	—	34,62	1,53	6,7
			с	8,31				2,00	7,0
			п	8,03	2,01		34,62	2,90	7,8

Аналитики Г. Н. Муравицкая, В. А. Боронихин.

ТЫЛОВЫХ зонах метасоматической колонки. Изменение отношения $Na/(Ca+Na)$ от центра к периферии кристаллов пироксенов противоположно направлено в пироксенах из разных зон метасоматической колонки и даже из разных частей одной зоны.

В метасоматической колонке турьянитизации (см. рис. 2) от передовой зоны к тыловой среднее отношение $Mg/(Mg+Fe)$ практически постоянно в оливинах, резко уменьшается в пироксенах. Это отношение почти неизменно во флогопитах из флогопитизированного оливинита и мелилит-флогопитовой породы и уменьшается при переходе к мелилит-нефелиновой зоне. В мелилитах оно резко изменяется на границах зон (уменьшается на границе средних зон и увеличивается на границе тыловых¹). Среднее отношение $Ti/(Mg+Fe+Ti)$ во флогопитах увеличивается скачкообразно, а в пироксенах тыловых зон остается более или менее постоянным. Натриевость пироксенов практически постоянна во всех зонах колонки, а мелилитов — заметно возрастает на границе средних зон. Среднее отношение $Al/(Mg+Al)$ в мелилитах также заметно увеличивается на границе средних зон, во флогопите оно несколько возрастает на границе двух тыловых зон. В пределах каждой зоны от фронта к тыловой границе указанные тенденции в общем сохраняются. Масштаб их проявлений несколько меньший. Исключение представляет маг-

¹ Отношение $Mg/(Mg+Fe)$ в мелилите парагенезиса 1404 необъяснимо ниже значений этого отношения других мелилитов зоны.

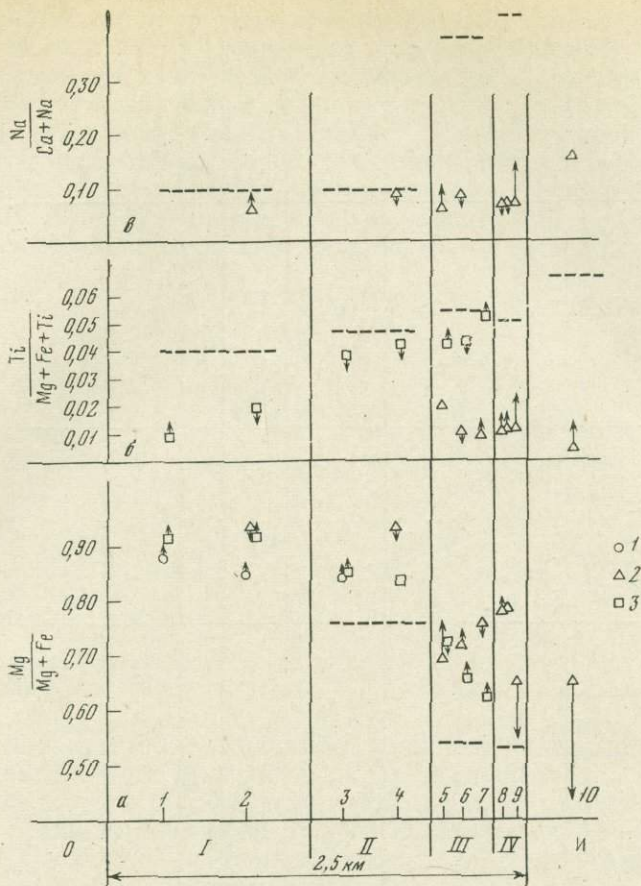


Рис. 1. Изменение отношений $Mg/(Mg+Fe)$ (а), $Ti/(Mg+Fe+Ti)$ (б), $Na/(Ca+Na)$ (в) от центра кристалла к периферии (направление стрелки) сосуществующих оливина (1), пироксена (2) и флогопита (3)

По оси абсцисс — положение образцов (номера соответствуют табл. 1) в последовательных зонах метасоматической колонки ийолитизации: О — оливинит; I — флогопитизированный и пироксенизированный оливинит; II — слюдит; III — нефелинизированный пироксенит; IV — нефелин-пироксеновая порода; V — ийолит. Пунктиром нанесены те же отношения, вычисленные по средним химическим составам пород соответствующих зон [6]

незиальность и титанистость пироксена в мелилит-флогопитовой зоне. Изменения индикаторных отношений от центра к периферии кристаллов пироксена и мелилита из магматического турьянта соответствуют диаграммам плавкости. Для сосуществующих минералов метасоматитов характерны другие соотношения [7]. Изменения натриевости пироксенов и мелилитов противоположно направлены в кристаллах разных зон и даже разных частей одной зоны. Переменность составов минералов проявлена более резко также в тыловых зонах колонки.

При нанесении изменяющихся составов сосуществующих пироксенов и флогопитов на диаграмму фазового соответствия [3] устанавливается (рис. 3), что по мере роста кристаллов от центра к периферии имеет место стремление составов минералов — твердых растворов к составам, соответствующим равновесным при температуре $\sim 750^\circ \text{C}$. При этом тенденции, выраженные смещением кривых для обоих процессов, оказались конформными. Резкий скачок составов (от парагенезиса 1351 к 1351б и от парагенезиса 111 к 1375) соответствует в колонке ийолитизации границе зон слюдита и нефелинизированного пироксенита, а в колонке

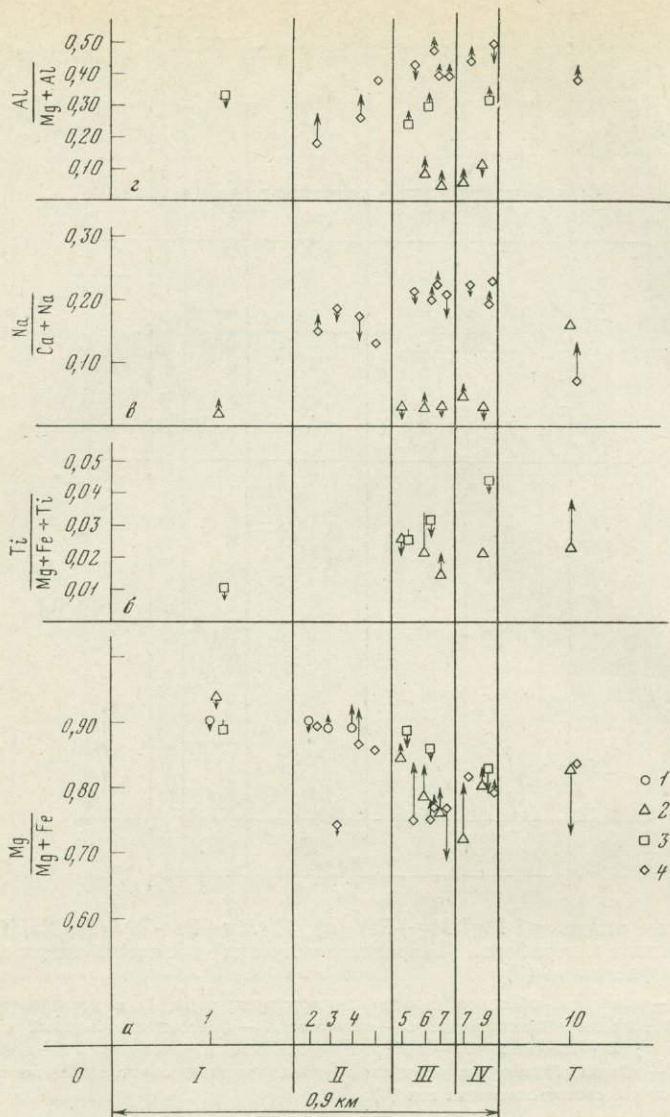


Рис. 2. Изменение отношений $Mg/(Mg+Fe)$ (а), $Ti/(Mg+Fe+Ti)$ (б), $Na/(Ca+Na)$ (в), $Al/(Mg+Al)$ (г) от центра кристалла к периферии (направление стрелки) сосуществующих оливина (1), пироксена (2), флогопита (3) и мелилита (4)

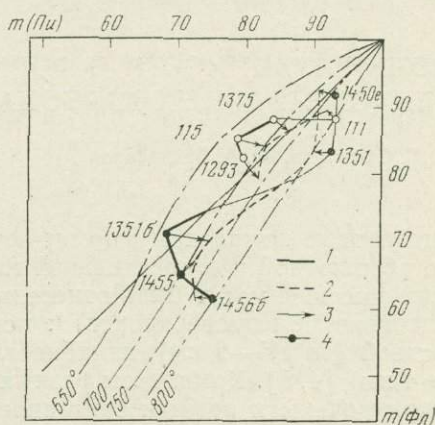
По оси абсцисс — положение образцов (номера соответствуют табл. 2) в последовательных зонах метасоматической колонки турьяитизации: *O* — оливинит; *I* — флогопитизированный и пироксенизированный оливинит (часто с монтичеллитом); *II* — оливин-мелилитовая порода и меллилитом; *III* — меллилит-флогопитовая порода; *IV* — меллилит-нефелиновая порода; *T* — турьяит. Те же отношения в меллилите из меллилитолита № 39 нанесены по данным химического анализа [6]

турьяитизации — зоне оливин-мелилитовой породы и границе с меллилит-флогопитовой зоной. Очевидно (см. рис. 3), что распределение Mg между сосуществующими фазами по мере роста кристаллов в большей мере зависит не от температуры, а от иных факторов, вероятнее всего, влияния третьей фазы на состав раствора (исчезновение оливина, появление нефелина и пр. — так, резкий скачок составов в обоих типах колонки совпадает с границей зон, на которой появляется нефелин).

Скачкообразное изменение составов минералов переменного состава на границах метасоматических зон свидетельствует о преимущественно

инфильтрационном характере процесса. Некоторое изменение их внутри каждой зоны отражает подчиненную роль диффузионных процессов. По мере приближения к источнику растворов (ийолиту или турьяиту) ширина метасоматических зон уменьшается, а переменность составов минералов проявляется более резко. Параллельное изменение какого-либо отношения в сосуществующих минералах свидетельствует о равновесном распределении данного компонента между фазами. Наоборот, разнонаправленные изменения (например, в парагенезисе 13516, см. рис. 1, магнезиальность возрастает от центра к периферии кристалла пироксена,

Рис. 3. Изменение магнезиальности, $m = \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})$, сосуществующих пироксенов (Пи) и флогопитов (Фл) от центра кристалла (1) к периферии (2), нанесенное на диаграмму фазового соответствия [3]; 3 — изменение магнезиальности в отдельном кристалле от центра к периферии; 4 — магнезиальность в центрах кристаллов; штрих-пунктир — изотермы



но уменьшается в кристалле флогопита; разнонаправленные изменения в кристаллах пироксена и флогопита, пироксена и меллита других парагенезисов) свидетельствуют о некоторой неравновесности двух фаз, хотя никаких реакций на границе фаз не наблюдается. Неравновесное распределение какого-либо компонента между фазами, а также сохранение реликтов минералов передовых зон в тыловых, видимо, являются результатом разницы скоростей диффузии в твердой фазе и в поровом растворе.

Если допустить, что бинарная диаграмма Л. Л. Перчука [3] достаточно точно описывает соотношения составов сосуществующих пироксенов и флогопитов из исследуемых метасоматических пород, то смена последовательных состояний локального равновесия между фазами происходила бы вдоль векторов, параллельных друг другу и перпендикулярных какой-либо изотерме (линии равновесных составов при данной температуре). Однако выявленные с помощью микроскопа тенденции не совпадают с гипотетической. Вероятно, чтобы количественно охарактеризовать степень приближения к состоянию локального равновесия системы, следует располагать большим количеством данных, учитывать другие фазы и другие компоненты [4], а также возможность неодновременной кристаллизации центров сосуществующих минералов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Кононова В. А., Борисевич И. В., Ломейко Е. И. Слюды как минералы-индикаторы метасоматических процессов в массивах ультраосновных и щелочных пород.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1968, № 10.
2. Коржинский Д. С. Теория метасоматической зональности. «Наука», 1969.
3. Перчук Л. Л. Равновесия породообразующих минералов. «Наука», 1970.
4. Перчук Л. Л., Рябчиков И. Д. Фазовое соответствие в минеральных системах. «Недра», 1976.
5. Расс И. Т. Парагенезисы метасоматитов магматической стадии щелочно-ультраосновных пород.— Докл. АН СССР, 1968, 180, № 5.
6. Расс И. Т. Поведение редкоземельных элементов и иттрия в процессе метасоматического изменения ультраосновных пород магматической стадии.— Геохимия, 1972, № 1.

7. *Расс И. Т.* Зональность кристаллов и генезис меллитов из щелочно-ультраосновных пород.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 5.
8. *Расс И. Т., Боронихин В. А., Кравченко С. М.* Тенденции изменения концентраций Mg, Fe, Ti, Ca и Na в различных зонах кристаллов моноклинного пироксена и флогопита пород карбонатитовых комплексов как критерий их генезиса.— Докл. АН СССР, 1974, 219, № 2.
9. *Терновой В. И., Афанасьев Б. В., Сулимов Б. И.* Геология и разведка Ковдорского вермикулито-флогопитового месторождения. «Недра», 1969.

РОЛЬ ГЛУБИННОСТИ В ФОРМИРОВАНИИ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ КАРБОНАТИТОВ

В. С. Самойлов, Ю. А. Багдасаров

Карбонатитовые комплексы формируются в условиях разной глубинности. По абсолютной и относительной глубине формирования пород комплексные массивы могут быть отнесены к четырем фациям глубинности (относительно палеоповерхности)¹: поверхностной (до 0,5 км), приповерхностной (до 1,5—2 км), гипабиссальной (до 4 км) и мезоабиссальной (>4 км) [4, 5]. Комплексы разных фаций глубинности преимущественно приурочены к разным тектоническим структурам. Мезоабиссальные массивы в основном принадлежат к провинциям краевых швов платформ и разломов в обрамляющих платформы областях завершенной складчатости. Гипабиссальные массивы большей частью приурочены к разломам по периферии платформ, поверхностные и приповерхностные комплексы — к сквозьструктурным разломам.

Примером комплексов поверхностной фации являются комплексы Олдоиньо-Ленган, Керимаси (Танзания), Форт-Портал (Уганда), Гудини, Крюдфонтейн (ЮАР)². Это типичные вулканические аппараты (в ряде случаев слабо эродированные). В основном комплексы сложены силикатными лавами и пирокластами при подчиненной роли карбонатитов. В комплексах, слабо затронутых эрозией, главным образом проявлены карбонатиты калишпат-кальцитовой фации ($\geq 530^\circ\text{C}$). В нижней части поверхностной зоны заметную роль играют и карбонатиты хлорит-серицит-анкеритовой фации (200—500°С).

Приповерхностные комплексы — наиболее распространенный фациальный тип карбонатитовых массивов. В основном они расположены в Африке, обнаружены также в Индии, Западной Европе, СССР, Афганистане, МНР. В строении комплексов принимают участие как вулканогенные, так и плутоногенные образования. Роль последних возрастает с глубиной. Среди силикатных магматических пород наиболее широко проявлены породы уртит-ийолитовой и сиенитовой серий. Значительно реже встречаются щелочные пироксениты и меллитовые породы. Велика роль пирокластов, которые наряду с карбонатитами могут практически полностью слагать комплексы (например, в Замбии). Карбонатиты характеризуются слабой или средней степенью дифференциации. Это кальцитовые карбонатиты калишпат-кальцитовой и альбит-кальцитовой (420—530°С) фаций, доломитовые, анкеритовые, сидеритовые и кальцитовые карбонатиты хлорит-серицит-анкеритовой фации. Обычно пре-

¹ Необходимо подчеркнуть условность понятия «комплекс», так как в данном случае практически весь набор геологических, минералого-петрографических и геохимических данных, как правило, отвечает одному, наиболее изученному срезу комплексов — современному эрозионному срезу.

² Недавно карбонатитовые лавы были обнаружены в контозерской свите Кольского полуострова.

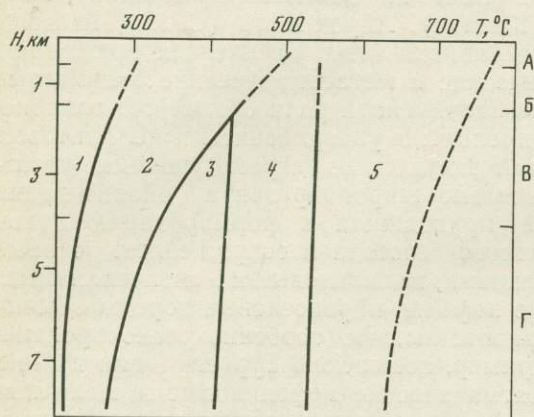
обладание карбонатитов последней фации при подчиненной роли высокотемпературных кальцитовых карбонатитов (около 80% случаев). Однако и в остальных случаях фиксируется заметная роль карбонатитов хлорит-серицит-анкеритовой фации. Кроме того, во многих комплексах проявлены силицификация карбонатитов, формирование флюорит- и кварцсодержащих пород.

Примером гипабиссальных комплексов является большинство массивов Карельско-Кольской, Маймеча-Котуйской и Алданской провинций, массивы Большежидойский (Восточно-Саянская провинция), Альнё, Фен (Скандинавия), Ока (Канада), Айрон-Хилл (США), Шава и Дорова (Южная Родезия). В гипабиссальных комплексах принимают участие разнообразные магматические и метасоматические силикатные породы и карбонатиты при резко подчиненной роли брекчий. В гипабиссальной фации наиболее полно проявлены ультрабазиты и мелилитовые породы. Важную роль в строении комплексов играют породы уртит-якупирангитовой серии. Относительно широко развита ийолитизация (нефелинизация) ультрабазитов, приводящая к формированию целой гаммы пород нефелин-пироксенового состава и сопряженных с ними пироксеновых, слюдисто-пироксеновых, мелилитовых и монтичеллитовых пород. Однако метасоматические нефелин-пироксеновые породы обычно подчинены их магматическим разностям, что особенно резко проявлено в верхней части фации (например, комплексы Турьего п-ова и Маймеча-Котуйской провинции). Магматические нефелиновые и щелочные сиениты большей частью играют незначительную роль в строении массивов. В то же время значительно шире распространены фениты.

Карбонатиты в гипабиссальных массивах представлены всеми их разновидностями. Их роль в строении комплексов большей частью умеренная, иногда они проявлены весьма слабо (например, Маймеча-Котуйская провинция). Степень дифференциации карбонатитов средняя, небольшая или полная (например, Ковдор, Вуориярви, Гули). Однако и в последних случаях характерно неравномерное распространение карбонатитов, различных температурных фаций. Привлекает внимание незначительная роль доломит-кальцитовых карбонатитов амфибол-доломит-кальцитовой фации (300—430°С), проявленных локально. Нередко фиксируются незначительные масштабы карбонатитообразования, протекающего в температурных условиях калишпат-кальцитовой фации. В ряде случаев установлено преобладание карбонатитов хлорит-серицит-анкеритовой фации. Формирование последних обычно сопровождается силицификацией, образованием флюорит- и кварцсодержащих, существенно кварцевых пород. Однако масштабы площадной силицификации в целом меньше, чем в приповерхностных комплексах.

Примером мезоабиссальных массивов являются комплексы Сетте-Дабанской провинции, прежде всего наиболее хорошо изученный Алданский массив. С этими массивами по большому числу признаков сопоставляются Большесаянский и Малосаянский массивы (Восточно-Саянская провинция). В строении мезоабиссальных массивов основную роль играют карбонатиты и нефелин-пироксеновые породы, к которым в заметных количествах могут присоединяться нефелиновые и щелочные сиениты (особенно в малоэродированных комплексах). Ультраосновные породы, представленные исключительно пироксенитами, в целом проявлены слабо. Однако первоначально они, очевидно, слагали большую часть комплексов и были переработаны в ходе последующих процессов — ийолитизации и карбонатизации. Ийолитизация ультрабазитов наиболее широко развита в мезоабиссальной фации, в ходе этого процесса сформировалась подавляющая часть общего объема пород уртит-якупирангитового состава. Крайне редки в рассматриваемых комплексах мелилитовые породы, в незначительных количествах встреченные в Большесаянском массиве.

Карбонатиты играют очень важную роль в строении мезоабиссальных массивов, слагая до 90% площади современных эрозионных срезов. Это кальцитовые карбонатиты калишпат-кальцитовой и альбит-кальцитовой фаций, доломит-кальцитовые карбонатиты амфибол-доломит-кальцитовой фации, доломитовые и анкеритовые карбонатиты хлорит-серицит-анкеритовой фации. Дифференциация карбонатитов полная, повсеместно установлен их полный эволюционный ряд. Наряду с высокотемпературными кальцитовыми карбонатитами всегда существенное значение



Фации карбонатитов в зависимости от температуры (T) и глубины формирования относительно палеоповерхности (H)

- Фации глубинности:
 А — поверхностная;
 Б — приповерхностная,
 В — гипабиссальная,
 Г — мезоабиссальная;
 минеральные фации:
 1 — цеолитовая,
 2 — хлорит-серицит-анкеритовая,
 3 — амфибол - доломит - кальцитовая,
 4 — альбит-кальцитовая,
 5 — калишпат-кальцитовая

имеют доломит-кальцитовые и анкеритовые (доломитовые) карбонатиты. В мезоабиссальной фации фиксируются наибольшие масштабы проявления карбонатитов как калишпат-кальцитовой, так и амфибол-доломит-кальцитовой фации (до 30—35% площади современных срезов). Карбонатиты хлорит-серицит-анкеритовой фации слагают до 25% площади этих срезов. Привлекает внимание отсутствие в мезоабиссальных массивах пород, обогащенных кварцем, нет силификации карбонатитов.

Изучение массивов разной глубинности показывает, что этот фактор оказывает весьма значительное влияние на формирование данных массивов, в том числе в отношении механизма карбонатитообразования, его физико-химических параметров, сингенетичного с ним рудообразования и т. д.

Глубинность прямо связана с температурными условиями карбонатитообразования (см. рисунок). С уменьшением глубины существенно расширяется температурный диапазон формирования пород хлорит-серицит-анкеритовой фации — как карбонатитов, так и сопряженных с ними кварцсодержащих пород [3]. Это расширение осуществляется в основном в высокотемпературную область. Для мезоабиссальных массивов максимальная температура образования карбонатитов хлорит-серицит-анкеритовой фации равна 265—430 $^\circ\text{C}$, для приповерхностных комплексов она достигает 500 $^\circ\text{C}$. Однако уже 420—430 $^\circ\text{C}$ — верхняя граница амфибол-доломит-кальцитовой фации, т. е. в малоглубинных условиях поле устойчивости минеральных парагенезисов пород хлорит-серицит-анкеритовой фации перекрывает поле устойчивости минеральных парагенезисов пород амфибол-доломит-кальцитовой фации. С уменьшением глубины намечается также расширение температурного диапазона формирования пород калишпат-кальцитовой фации (см. рисунок).

Весьма важно влияние глубинности на режим кислотности-щелочности карбонатитообразующих систем. С уменьшением глубинности фиксируется раскисление этих систем. Это приводит к понижению роли процессов ранней стадии наивысшей щелочности растворов, которой отвечает формирование высокотемпературных кальцитовых, отчасти среднетемпературных доломит-кальцитовых карбонатитов, и к возрастанию роли

пород хлорит-серицит-анкеритовой фации, в целом образующихся в стадию кислотного выщелачивания [4]. При этом увеличивается роль не только доломитовых, анкеритовых и сидеритовых карбонатитов, но и кварцсодержащих пород; происходит обогащение их кварцем, вплоть до образования существенно кварцевых пород. Такая же тенденция выявляется при изучении вертикальной зональности плутонических комплексов.

Закономерное изменение режима температуры и кислотности-щелочности карбонатитообразующих систем в зависимости от глубинности в свою очередь вызывает определенные изменения в масштабах проявления карбонатитов разных температурных фаций, степени дифференциации карбонатитов, их химическом и минеральном составе, характеристике сингенетического оруденения.

С уменьшением глубины формирования карбонатитовых комплексов существенно понижается роль карбонатитов калишпат-кальцитовой фации. Если в мезоабиссальных массивах они слагают до 40% площади современных эрозионных срезов, то в гипабиссальных массивах — до 10, а в приповерхностных комплексах — до 4—6%. Доломит-кальцитовые карбонатиты в мезоабиссальных массивах занимают до 35% площади срезов, в гипабиссальных массивах — обычно менее 1%, в приповерхностных комплексах они пока не отмечены. В то же время в последних наиболее широко развиты породы хлорит-серицит-анкеритовой фации, слагая до 80—90% площади современных эрозионных срезов, в целом они заметно преобладают над более высокотемпературными карбонатитами. Здесь же велики масштабы площадной силификации карбонатитов, флюоритообразования, тогда как в мезоабиссальных комплексах обнаружены только кварцсодержащие карбонатиты (до 4—5% кварца), проявленные локально. В соответствии с указанными выше вариациями масштабов проявления различных типов карбонатитов с уменьшением глубинности отчетливо уменьшается степень дифференциации карбонатитов. Она максимальна в мезоабиссальных массивах, где довольно равномерно развиты карбонатиты различных температурных фаций — высокотемпературные кальцитовые, доломит-кальцитовые, анкеритовые (доломитовые). Соответственно в поверхностных комплексах практически присутствуют лишь наиболее высокотемпературные карбонатиты калишпат-кальцитовой фации.

Выявляется некоторое различие в химизме карбонатитов из комплексов разной глубинности. В частности, высокотемпературные карбонатиты мезоабиссальных массивов отличаются от гипабиссальных. В последних карбонатиты калишпат-кальцитовой фации богаче магнием и несиликатным железом (входящим в состав магнетита и сульфидов). В этих массивах смена карбонатитов калишпат-кальцитовой фации карбонатитами альбит-кальцитовой фации сопровождается заметным обогащением пород фосфором и несиликатным железом (см. таблицу). Это, видимо, способствует образованию апатит-магнетитовых пород. Характерно, что подобные породы редки в мезоабиссальных массивах, но широко развиты именно в гипабиссальных комплексах.

Минералогические особенности глубинной эволюции вещественного состава карбонатитов выражаются в закономерном изменении состава ряда главных породообразующих минералов. С уменьшением глубинности пироксены из высокотемпературных кальцитовых метасоматитов обогащаются эгириновым миналом, кальцит — марганцем и железом, повышается магнезиальность форстерита и магнетита.

Выявляется существенная роль глубинности как фактора синкарбонатитового рудообразования. Обнаруживается четкая связь между глубинностью и механизмом формирования карбонатитов, а также связь этих факторов с интенсивностью и разнообразием оруденения. Общепризнанно, что карбонатиты являются гетерогенными породами — метасома-

**Некоторые особенности химизма высокотемпературных кальцитовых карбонатитов
ряда мезоабиссальных и гипабиссальных массивов**

Массив	Температурная фация	MgO	Fe ₂ O ₃ + FeO + + MnO	P ₂ O ₅	<i>m</i>	<i>b'</i>
Гулинский	<i>Кпи-Ка</i>	4,12	2,57	2,61	76	40
	<i>Аб-Ка</i>	2,61	2,84	3,43	65	72
Турьего п-ова	<i>Кпи-Ка</i>	7,27	9,14	1,27	61	22
	<i>Аб-Ка</i>	4,10	7,23	3,06	52	28
Ковдорский	<i>Кпи-Ка</i>	5,98	7,62	3,51	60	6
	<i>Аб-Ка</i>	4,42	7,97	5,13	51	48
Большесаянский	<i>Кпи-Ка</i>	3,77	8,19	3,93	47	1
	<i>Аб-Ка</i>	2,53	5,71	4,14*	45	44
Алданский	<i>Кпи-Ка</i>	3,98	8,60	3,72	46	14
	<i>Аб-Ка</i>	2,30	6,04	3,89	41	39

* Для отдельных крупных тел карбонатитов данной фации — 5,2 %.

Примечание. Содержания компонентов даны в вес. %. *Кпи-Ка* — калишпат-кальцитовая фация, *Аб-Ка* — альбит-кальцитовая фация. *m* — магнезиальность породы, $m = \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe} + \text{Mn})$; *b'* — относительное число атомов оснований, входящих в состав окислов и сульфидов, равное отношению числа этих атомов к сумме их с числом атомов оснований, входящих в состав силикатов.

гическими, магматическими, интрузивными (перемещенными), пирокластическими. Практически все глубинные массивы карбонатитов имеют метасоматическую природу; магматические проявления их ничтожны в мезоабиссальной фации, но значение их возрастает по мере перехода к гипабиссальным, приповерхностным и поверхностным комплексам, где они резко преобладают (Олдоиньо-Ленгаи, Керимаси и др.). Метасоматический характер образования глубинных карбонатитов, высокая степень дифференцированности слагающих комплексы силикатных пород, магматических или метасоматических, определяют полифациальность карбонатитов и прямо связанное с нею разнообразие оруденения. В тех же условиях фиксируются значительный температурный градиент минералообразования, определяемый медленным остыванием очага, многоэтапностью и сложностью тектонического режима и другими факторами, а также большой диапазон условий кислотности-основности растворов и сложность их эволюции. Совокупность всех названных факторов объясняет присущее относительно глубинным комплексам карбонатитов исключительное разнообразие оруденения, в том числе редкометального, колебание ниобий-танталового отношения в минералах и рудах, телескопированность высокотемпературного редкометально-железо-фосфорного и относительно низкотемпературного редкоземельно-полиметаллического оруденения и др. Проявления высокотемпературного метасоматического карбонатитообразования в глубинных массивах весьма благоприятствуют дифференциации карбонатитов как во времени, так и в пространстве — формированию среди пород разного состава различных типов метасоматических колонок, различающихся по рудоносности, составу рудной минерализации и др. Ярким примером может служить ниобий-танталовое оруденение мезоабиссальных массивов [1, 2].

В целом месторождения комплексных ниобий-танталовых руд локализируются главным образом в мезоабиссальной фации. Ниобиевое оруденение, как и апатитовое, имеет большой размах по вертикали и прослеживается вплоть до поверхностной фации. Наиболее крупные месторождения пирохлоровых руд приурочены к мезоабиссальным и нижним зонам гипабиссальных фаций; тантал-ниобиевая минерализация развита в более узких вертикальных диапазонах несколько выше максимума кон-

центрации руд ниобия и контролируется условиями кислотно-основного взаимодействия карбонатитовый рудоносный раствор — субстрат. В отношении фосфатного сырья в настоящее время наибольший интерес представляют месторождения гипабиссальных массивов, прежде всего апатит-магнетитового типа. В гипабиссальных условиях формируются практически все месторождения промышленного флюопита и большая часть магнетитовых руд, в том числе Ковдорское месторождение. В то же время следует иметь в виду, что в некоторых крупных карбонатитовых массивах фиксируется увеличение содержания магнетита, апатита и флюопита с глубиной, вплоть до перехода к некарбонатным породам, близким к «породам рудного комплекса» типа ковдорских и др.

Месторождения гематитовых руд и флюорита формируются в гипабиссальных и приповерхностных условиях, но последние наиболее благоприятны для образования крупных месторождений этих руд. Рудопроявления редких земель, бария, стронция встречаются в комплексах разной глубинности; их локализация определяется несущими их поздними, низкотемпературными карбонатитами. Самые крупные и перспективные месторождения этого типа образуются в малоглубинных условиях.

В вулканических и субвулканических условиях формируются фации карбонатитов, характеризующиеся магматическим генезисом и специфическими геохимическими чертами. Быстрое высвобождение летучих и кристаллизация магматической карбонатитовой (кальцитовой или щелочно-кальцитовой) жидкости исключает возможность накопления редких рудных элементов и тем более их геохимическую дифференциацию во времени и пространстве — главное условие образования редкометалльных месторождений в карбонатитах. Поэтому породы данной фации содержат по существу лишь близкларковые концентрации тяжелых рудных металлов — ниобия, тантала, отчасти циркония и др., но зато иногда отличаются аномально высоким содержанием Sr и Ba, при $Ba \geq Sr$, что резко отличает карбонатиты данной фации от любых других. Промышленные месторождения полезных ископаемых, связанных с вулканическими комплексами, неизвестны, за исключением вторичных озерно-эвапоритных скоплений соды и галогенидов по периферии африканских карбонатитовых вулканов.

Наиболее благоприятны для дифференциации относительно низкотемпературных гидротермально-метасоматических карбонатитов малоглубинные условия. В этих комплексах присутствует полный набор пород хлорит-серицит-анкеритовой фации — от доломитовых до кальцитовых карбонатитов, наиболее широко проявлены сидеритовые и марганец-кальцитовые разности, кварц-карбонатные и другие породы этой температурной фации. Подобная дифференциация, видимо, также служит фактором, весьма благоприятным для накопления, особенно для перераспределения полезных компонентов, часть которых в данной ассоциации является реликтовой.

Интересно, что тенденция к увеличению роли относительно низкотемпературного карбонатитообразования проявлена и при переходе от глубоких срезов плутонических комплексов к их апикальным частям и над-апикальным зонам, которые также обогащаются редкими землями, стронцием, барием. При этом создаются условия дифференциации редких земель по вертикали, так что породы надапикальных зон относительно обеднены типоморфными для карбонатитов церием и лантаном и обогащены европием и гадолинием. Такие зоны фиксации вынесенных из глубинных частей карбонатитовых комплексов редких элементов выступают как поисковые критерии «слепых» карбонатитовых массивов или сателлитовых частей известных комплексов этих пород.

Закономерное изменение механизма образования карбонатитов — от существенно метасоматических в глубинных фациях к магматическим в

приповерхностных — в какой-то мере объясняет существование обратной вертикальной зональности для ряда провинций и массивов этих пород: относительно более ранние, высокотемпературные гипербазиты локализуются на более высоких уровнях по сравнению с более легкими, поздними низкотемпературными дериватами — карбонатитами [5]. Порой это кажется нелогичным и труднообъяснимым. Однако нужно учитывать, что в глубинных зонах, где создавались условия для длительного фракционирования «карбонатитовой жидкости», карбонатизация силикатных пород происходила весьма интенсивно и в благоприятных тектонических условиях захватывала огромные объемы пород; роль карбонатитов на данных уровнях резко увеличивалась. Избирательный характер карбонатизации, контролируемой литологическими свойствами пород, в разной мере устойчивых к замещению, приводил к преимущественной карбонатизации щелочных гипербазитов по сравнению, например, с нефелиновыми и в особенности со щелочными сиенитами, так что относительная роль последних в глубинных массивах могла возрасть, а ультрабазитов — падать.

Преобладание магматических карбонатитов на более высоких уровнях, большая подвижность насыщенных летучими карбонатитовых магм вызвали быстрый прорыв их к поверхности, где они фиксировались в виде туфовых, агломератовых или лавовых фаций кальцитового или щелочно-кальцитового состава. На несколько более глубоких срезях эти карбонатиты слагали вулканические «пробки» жерловой фации, трещинные тела — дайки и др.; суммарный объем или размеры поперечного сечения таких тел во много раз уступают вмещающим их силикатным породам любого состава и генезиса. Этим во многом объясняется сравнительно скромная роль карбонатитов в малоглубинных и приповерхностных комплексах.

Следует отметить, что указанная гетерогенность образования в зависимости от условий глубинности присуща не только карбонатитам, но и ряду силикатных дериватов щелочно-ультраосновных комплексов. Таковы, по-видимому, особенности формирования магматических сиенитов и метасоматических (метаматических) микроклинитов, нефелин-пироксеновых серий и мелилитовых пород, встречающихся то в виде типичных магматитов (Маймеча-Котуйская провинция; Восточная Африка), то в качестве апойолитовых метасоматитов (Восточный Саян) и др.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Пожарицкая Л. К., Самойлов В. С.* Петрология, минералогия и геохимия карбонатитов Восточной Сибири. «Наука», 1972.
2. *Пожарицкая Л. К., Багдасаров Ю. А., Березина Л. А., Развозжаева Э. А.* О некоторых закономерностях развития и размещения редкометальной минерализации в одном из массивов Восточной Сибири.— В кн.: Вопросы геохимии изверженных горных пород и рудных месторождений Восточной Сибири. «Наука», 1965.
3. *Самойлов В. С.* Температурные условия карбонатитообразования (по данным геотермометрических исследований).— Геохимия, 1975, № 11.
4. *Самойлов В. С.* Карбонатиты (фации и условия образования). «Наука», 1977.
5. *Самойлов В. С., Багдасаров Ю. А.* Фации глубинности карбонатитов и генетически связанных с ними пород.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 10.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ СРЕДНЕ-НИЗКОТЕМПЕРАТУРНЫХ МЕТАСОМАТИТОВ КИСЛОТНОГО ВЫЩЕЛАЧИВАНИЯ ГРАНИТОИДНЫХ ПОРОД

Ю. Б. Шаповалов, Г. П. Зарайский

Приуроченность многих типов месторождений к средне-низкотемпературным метасоматитам кислотного выщелачивания стимулирует экспериментальное исследование этих образований для познания физико-химических закономерностей и условий их формирования.

Продолжая работы по моделированию метасоматических процессов кислотного выщелачивания [2, 10], мы сконцентрировали внимание на исследовании березитизации и образовании смежных типов метасоматитов. Предполагалось наметить граничные условия березитизации, кварц-серицитового метасоматоза, аргиллизации и кварц-калишпатового метасоматоза, выявить основные закономерности строения метасоматических колонок в зависимости от температуры, общего давления, мольной доли CO_2 , величины отношения K^+/H^+ в растворе, pH среды. Теоретический анализ вероятных пределов колебания физико-химических условий, при которых могут протекать в природе эти процессы, наиболее полно проведен в работах Б. И. Омеляненко [7] и И. П. Щербаня [11]. Поля стабильности глинистых минералов, серицита (мусковита) и калиевого полевого шпата в зависимости от температуры и отношения K^+/H^+ в растворе впервые были экспериментально очерчены Дж. Хемли [12, 13], затем уточнились А. А. Поповым [8], И. П. Ивановым и др. [5]. Минеральные равновесия в системе $\text{K}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ наиболее подробно и строго определены в работах И. П. Иванова [3], В. А. Жарикова и др. [1]. Попытки выявить поля развития метасоматитов кислотного выщелачивания гранитоидных пород на диаграмме $T - \lg a_{\text{K}^+}/a_{\text{H}^+}$, исходя из экспериментальных данных по минеральным равновесиям, была сделана И. П. Ивановым и В. И. Фонаревым [4].

В отличие от этих традиционных работ по изучению равновесий наш экспериментальный подход основан на прямом моделировании диффузионной метасоматической зональности. При таком подходе объектом исследования являются не отдельные минералы или минеральные ассоциации, а метасоматические колонки как совокупности одновременно образовавшихся зон. Границы между метасоматическими фациями и формациями определяются по смене типов формирующихся экспериментальных колонок, что больше соответствует природной обстановке. Диффузионная метасоматическая колонка аргиллизации была воспроизведена Ю. В. Казичыным, С. Г. Черноруком и др. [6, 9] при температуре 280°C и давлении 65 кг/см^2 . Других экспериментальных работ по моделированию метасоматической зональности кислотного выщелачивания при средних и низких температурах пока нет.

МЕТОДИКА ЭКСПЕРИМЕНТА

Методика экспериментов близка к впервые использованной Ю. В. Казичыным и др. [6] и в основе оставалась аналогичной применявшейся нами ранее при изучении высокотемпературных процессов кислотного выщелачивания [10]. Остановимся на некоторых специфических особенностях.

Все эксперименты проведены в интервале температур $200-400^\circ\text{C}$ и давлений $500-4000 \text{ кг/см}^2$. Наиболее детально исследована температурная область $300-350^\circ\text{C}$ при давлении 1000 кг/см^2 . В качестве исходной породы использовали кварцевый диорит (Северный Казахстан), имев-

ший следующий минеральный состав (в %): плагиоклаз (№ 45)—56; кварц — 15; роговая обманка (с железистостью 0,4) — 15; биотит (с железистостью 0,5) — 13; примесь хлорита, магнетита, апатита, циркона. Химический состав кварцевого диорита следующий (в вес. %):

SiO ₂	57,58	K ₂ O	1,14
TiO ₂	0,40	P ₂ O ₅	0,13
Al ₂ O ₃	17,47	H ₂ O ⁻	0,12
Fe ₂ O ₃	2,46	CO ₂	0,70
FeO	4,13	H ₂ O+п. п. п.	1,30
MnO	0,12	S ₂	0,06
MgO	3,64	F	—
CaO	6,36	Cl	—
Na ₂ O	3,56		

Сумма 99,24

Породу измельчали в механической яшмовой ступке ($\leq 0,065$ мм) и с помощью пресса набивали в платиновые пробирки диаметром 5 мм и длиной 50 мм. Пробирки были открыты с одного конца для свободного доступа раствора. Взаимодействие раствора с породой происходило посредством диффузии компонентов раствора в пробирку, а компонентов породы — в обратном направлении. Пробирку и воздействующий раствор заключали в плавающий титановый вкладыш объемом 150 см³, помещавшийся в автоклав. Большой объем вкладыша обеспечивал постоянство состава раствора в течение опыта. Поскольку растворы, вызывающие березитизацию, должны содержать CO₂ и H₂S, а также быть насыщенными кремнеземом, как это обычно для природных условий, во вкладыш вводили в твердом виде углекислоту, элементарную серу и аморфный кремнезем. Для уменьшения потерь сухой лед не опускали в раствор, а крепили к крышке вкладыша. Его взвешивание проводили непосредственно перед герметизацией вкладыша с небольшой поправкой на испарение. Отсутствие данных по $P-V-T$ отношениям смеси H₂O—CO₂—соль потребовало постановки специальных контрольных опытов в автоклаве с манометром. Все значения давления при экспериментах определены таким образом. Пространство между вкладышем и автоклавом заполняли смесью H₂O—CO₂ в таком же соотношении, как и во вкладыше. Концентрацию KCl в растворе изменяли в пределах 10⁻² — 1 М, концентрацию HCl — от 10⁻⁵ до 10⁻¹. Кислотность раствора сильно понижалась в результате введения серы, концентрация которой в расчете на S₂ составляла в разных опытах от 10⁻³ до 1,3·10⁻¹ М. В нескольких опытах вместо серы применяли раствор сероводорода. Кислотность раствора в процессе опыта, являющуюся в условиях нашей сложной системы функцией многих переменных, достоверно определить трудно. Поэтому отношение K⁺/H⁺ в растворе вычисляли, исходя из концентрации KCl, незначительно изменявшейся в течение опыта, и конечного значения pH раствора, измерение которого проводили сразу после вскрытия вкладыша. Обычная длительность экспериментов 2 недели. Некоторые опыты продолжались от 1 до 12 недель, однако было установлено, что изменение выдержки в этих пределах мало отражается на качестве экспериментальных колонок.

Минеральный состав экспериментальных колонок определяли оптически (иммерсионным методом) и с помощью фазового рентгеновского анализа, причем дифрактограммы снимали обязательно отдельно для каждой зоны. Химический анализ проводили только для главных типов метасоматических колонок обычными микроаналитическими методами и на рентгеновском микроанализаторе «Сатеса».

РЕЗУЛЬТАТЫ ЭКСПЕРИМЕНТОВ

В табл. 1 перечислены все условия опытов и в качестве результатов указаны типы полученных экспериментальных колонок. Для многих опытов имеются дубликаты, проведенные при тех же или незначительно отличающихся условиях с аналогичными результатами. Во избежание повторения они исключены из таблицы. Опыты расположены в порядке возрастания температуры от 200 до 450° С, а в пределах равных температурных значений — в порядке увеличения давления, мольной доли CO₂

Таблица 1

Условия и результаты экспериментов по моделированию средне-низкотемпературных метасоматитов кислотного выщелачивания

№ пп	№ опыта	T, °С	P, кг/см ²	Состав раствора*				рН раствора после опыта	lg $\frac{K^+}{H^+}$ в растворе	Продолжительность опыта, недель	Тип метасоматитической колонки
				X _{CO₂}	KCl, моль/л	HCl, моль/л	S ₂ , моль/л				
1	325	200	500	0,1	5·10 ⁻²	5·10 ⁻⁴	H ₂ S 0,5M	4,90	3,20	2	A**
2	363	250	1000	0,1	7·10 ⁻¹	—	10 ⁻²	2,46	1,96	2	A
3	367	250	1000	0,1	1	—	10 ⁻²	2,50	2,50	2	Б
4	365	250	1000	0,1	1	—	10 ⁻³	5,26	5,26	3,4	БК
5	350	300	500	0,1	10 ⁻¹	—	10 ⁻²	2,65	1,65	2	A
6	349	300	1000	0,05	10 ⁻¹	—	10 ⁻²	3,30	2,30	2	Б
7	343	300	1000	0,05	10 ⁻¹	—	1,5·10 ⁻³	4,90	3,90	2	БК
8	351	300	1000	0,1	10 ⁻¹	—	10 ⁻³	4,33	3,33	2	БК
9	358	300	1000	0,1	1	—	10 ⁻²	4,90	4,90	12	БК
10	342	300	2000	0,1	10 ⁻²	—	1,5·10 ⁻³	5,15	3,15	2	Б
11	344	300	2000	0,1	10 ⁻¹	—	1,5·10 ⁻²	4,60	3,60	2	Б
12	339	300	3000	0,1	1	10 ⁻⁵	1,4·10 ⁻²	2,55	2,55	1,2	A
13	335	300	3000	0,1	10 ⁻¹	10 ⁻⁵	1,5·10 ⁻³	5,15	4,15	4	Б
14	334	300	3000	0,1	1	10 ⁻⁵	1,4·10 ⁻²	4,85	4,85	4,4	БК
15	331	300	4000	0,1	10 ⁻¹	10 ⁻⁴	1,4·10 ⁻²	4,80	3,80	2	A
16	332	300	4000	0,1	10 ⁻¹	10 ⁻⁵	1,3·10 ⁻²	6,50	5,50	2	КК
17	364	310	1000	0,1	10 ⁻¹	—	10 ⁻²	2,68	1,68	3,4	A
18	362	310	1000	0,1	10 ⁻¹	—	10 ⁻²	2,86	2,86	2,4	БК
19	359	320	1000	0,1	10 ⁻¹	—	10 ⁻²	2,62	1,62	2	A
20	366	320	1000	0,1	1	—	10 ⁻²	2,64	2,64	2	БК
21	314	350	1000	0,01	10 ⁻¹	10 ⁻⁴	—	4,75	3,75	2	КК
22	355	350	1000	0,1	10 ⁻¹	—	10 ⁻²	3,04	2,04	2	КС
23	356	350	1000	0,1	10 ⁻¹	—	10 ⁻³	4,10	3,10	2	КК
24	309	350	2000	0,05	10 ⁻¹	10 ⁻⁴	—	4,10	3,10	2	КС
25	315	350	2000	0,05	10 ⁻¹	5·10 ⁻⁵	—	5,15	4,15	8	КК
26	361	350	2000	0,1	10 ⁻¹	—	10 ⁻²	2,55	1,55	2	A
27	322	350	3000	0,1	5·10 ⁻³	5·10 ⁻⁵	—	5,35	2,65	2	A-Б
28	321	350	3000	0,1	10 ⁻²	5·10 ⁻⁵	—	5,05	3,05	2	Б
29	317	350	3000	0,1	10 ⁻¹	5·10 ⁻⁵	—	5,30	4,30	2	БК
30	303	400	1500	0,05	1	10 ⁻¹	—	0,95	0,95	2	КС
31	306	400	1500	0,05	1	10 ⁻³	—	5,05	5,05	1,6	КК
32	304	400	2000	0,1	10 ⁻¹	10 ⁻³	—	4,90	3,90	1,7	БК
33	311	450	1000	0,05	10 ⁻¹	10 ⁻⁴	—	6,00	5,00	2,1	КК

* Во всех опытах, кроме № 21, 24, 25, 30 — 33, в раствор введен SiO₂ (порошок) в количестве 1 г.

** А — аргиллизиты; Б — березиты; БК — березиты с *Кпи*; КС — кварц-серцитовые метасоматиты; КК — кварц-кальциевые метасоматиты; А-Б — граница аргиллизитов и березитов.

и, по возможности, отношения K^+/H^+ в растворе. Не останавливаясь пока на причинах смены одних метасоматитов другими, охарактеризуем строение основных типов полученных колонок. Соответствующие схемы строения приведены в табл. 2. Все они несколько идеализированы в том отношении, что в отличие от реальных колонок на схемах не показаны реликтовые минералы, частично сохраняющиеся в передовых и средних зонах. К таким минералам относятся плагиоклаз и биотит исходного кварцевого диорита, в меньшей мере амфибол. С приближением к тыловым зонам они полностью исчезают, но в средних зонах колонок нередко фиксируются рентгенометрически в существенных количествах. Их реликтовый характер всегда легко устанавливается под микроскопом на основании отчетливо проявленного замещения новообразованиями альбита, карбоната, серицита, хлорита, каолинита.

Аргиллизиты. Строение аргиллизитовых колонок отражают схемы 1—3 (см. табл. 2). Для тыловой зоны всех этих колонок характерна ассоциация $Kв + Као + Пи$, по-видимому, равновесная с исходным воздействующим раствором. Чешуйчатые и таблитчатые индивиды каолинита имеют размеры $< 0,01$ мм. Микроскопически в таких тонкочешуйчатых агрегатах каолинит трудно отличается от серицита, но надежно фиксируется рентгенометрически по интенси́вным отражениям 7,15 (8); 3,57 (10); 2,50 (7), отсутствующих у мусковита. В некоторых опытах глинистая фаза представлена монтмориллонитом, диагностируемым по низкому светопреломлению ($N_m < 1,530$) и по характерным рефлексам 15,6—11,1 (10); 4,44 (8); 2,55 (8). Имеются колонки, в которых глинистые минералы прослеживаются вплоть до передовых зон, но чаще, как показано на схемах, каолинит с удалением от отверстия пробирки уже на расстоянии 0,5—3 мм сменяется серицитом. Для средних зон аргиллизитовых колонок характерна ассоциация $Kв + Сер + Хл + карбонат$. В зависимости от состава карбоната в табл. 2 приведены три разновидности колонок: с кальцитом (1), с анкеритом (2) и с брейнеритом (3). Для этих опытов, проведенных при одинаковых $P_{общ}$, N_{CO_2} и $Ig K^+/H^+$, отчетливо выступает влияние на состав карбоната температуры. При понижении температуры вместо кальцита появляется анкерит, а затем Mg-Fe карбонат брейнеритового ряда. В передовых зонах из минералов кварцевого диорита первым начинает замещаться биотит, по краям чешуй которого появляются мелкие чешуйки серицита и более крупные выделения хлорита; затем зерна плагиоклаза испещряются тонкодисперсным агрегатом серицита, кальцита и альбита. Одновременно с плагиоклазом или несколько позже амфибол замещается хлоритом и карбонатом.

Кварц-серицитовые метасоматиты. Тыловая зона колонки кварц-серицитовых метасоматитов представлена ассоциацией $Kв + Сер + Пи$ (см. табл. 2, кол. 4). С удалением от источника раствора пирит сменяется хлоритом, а еще глубже внутрь пробирки появляется кальцит. Строение колонки кварц-серицитовых метасоматитов очень близко к строению аргиллизитовой колонки (1), полученной при относительно высокой температуре. Отличие заключается в отсутствии тыловой зоны, содержащей каолин или монтмориллонит, вместо которых здесь, в условиях еще более высокой температуры и несколько более высокого отношения K^+/H^+ в растворе, в равновесии с раствором находится серицит. Остальные зоны обеих колонок аналогичны. Серицит присутствует во всех зонах колонки. В тыловой ее части он тесно ассоциирует с кварцем и хлоритом. Чешуйки серицита имеют размеры 0,005—0,02 мм и под микроскопом отличаются от каолинита и хлорита несколько более высокой интерференционной окраской. Однако уверенно диагностировать серицит можно только с помощью рентгенометрии. Благодаря высокому содержанию он даже в смесях с другими минералами дает хорошую рентгенограмму, совпадающую с эталонным мусковитом (ASTM, 2-0056). От других чешуйчатых минералов мы отличали серицит по отражениям 4,98 (2) и 4,47 (5).

Таблица 2

Схематическое строение основных типов метасоматических колонок
($X_{CO_2} = 0,1$; $P = 1000$ кг/см²)

№ колонки	№ опыта	T, °C	$\frac{K^+}{lg \frac{H^+}{H}}$	Строение колонок (вертикальная черта с цифрами — граница зоны и расстояние ее от отверстия пробирки)*										Тип метасоматитов	
				Кв Као Пи	Кв Сер Хл	Кв Сер Хл	Анк Хл	Кв Сер Анк	Хл Ка	Кв Сер Амф	Хл Ка	Кв Аб Сер	Амф Хл Ка		
1	359	320	1,62	Кв Као Пи	Кв Сер Хл	Кв Сер	Анк Хл	Кв Сер	Хл Ка	Кв Сер Амф	Хл Ка	Кв Аб Сер	Амф Хл Ка	А	
				0,5 2		34		39							
2	364	310	1,68	Кв Као Пи	Кв Као Хл	Кв Сер	Анк Хл	Кв Сер Анк	Амф Хл			Кв Аб Сер	Амф Хл Ка	А	
				0,5 1		4		33							
3	363	250	1,96	Кв Као Пи	Кв Као Хл	Кв Сер	Анк Хл	Кв Сер Анк	Брн Хл			Кв Пл Сер	Анк Брн Хл	А	
				0,5 3		17		32							
4	355	350	2,04	Кв Сер Пи	Кв Сер Хл	Кв Сер	Хл Ка	Кв Сер Амф	Хл Ка			Кв Аб Сер	Амф Хл Ка	КС	
				0,5 2,5		5		31							
5	353	300	3,04	Кв Сер Пи	Кв Сер Хл	Пи Хл	Кв Сер Хл	Анк Хл	Кв Сер Анк	Хл Ка		Кв Аб Сер	Амф Хл Ка	Б	
				0,3 1		3,3		14							
6**	335	300	4,15	Кв Сер Пи	Кв Сер Хл	Пи Хл	Кв Сер Хл	Анк Хл	Кв Сер Анк	Брн Хл		Кв Пл Сер	Анк Брн Хл	Б	
				1 2		7		24							
7	362	310	2,86	Кв Сер Пи	Кв Сер Хл	Пи Хл	Кв Сер Хл	Анк Хл	Кв Кпш Сер	Анк Хл	Кв Сер Анк	Хл Ка	Кв Аб Сер	Би Хл Ка	БК
				0,3 1		3		7		10					
8	366	320	2,64	Кв Сер Пи	Кв Сер Хл	Пи Хл	Кв Кпш Сер	Анк Хл	Кв Кпш Сер	Анк Хл	Кв Сер Ка	Анк Хл	Кв Аб Сер	Би Хл Ка	БК
				0,2 0,5		2		4		21					
9***	358	300	4,90	Кв Кпш Пи	Кв Кпш Хл	Пи Хл	Кв Кпш Анк	Би Хл				Кв Аб Сер	Анк Би Хл	КК	
				0,3 1		28									

* В таблицах и на рисунках символы означают следующие минералы: Аб — альбит; Амф — амфибол (роговая обманка); Анк — карбонат анкеритового ряда; Би — биотит; Брн — карбонат брейнеритового ряда; Ка — кальцит; Као — каолин; Кв — кварц; Кпш — калиевый полево шпат; Пи — пирит; Пл — глауко клаз; Сер — серицит; Хл — хлорит.

** Опыт проведен при давлении 3000 кг/см².

*** Длительный опыт (12 недель).

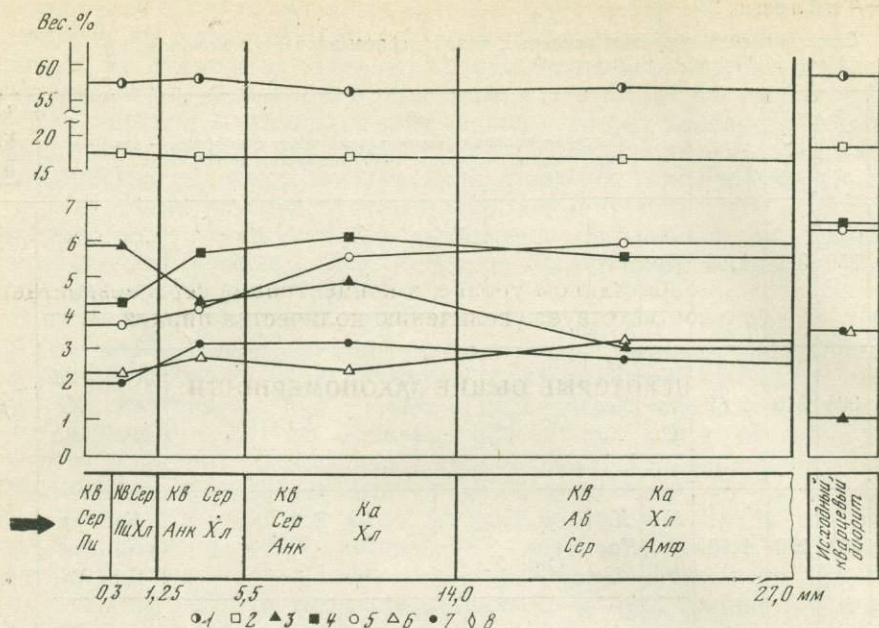


Рис. 1. Данные химического анализа по зонам метасоматической колонки березитизации. Содержания (в вес. %): 1 — SiO_2 ; 2 — Al_2O_3 ; 3 — $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$; 4 — MgO ; 5 — CaO ; 6 — Na_2O ; 7 — K_2O ; 8 — S

В передовых зонах колонки тонкочешуйчатый серицит образуется по плагиоклазу и биотиту, ассоциирует он здесь с кальцитом и хлоритом.

Березиты. Строение березитовых колонок показано на схемах 5 и 6 (см. табл. 2). Березиты, как и кварц-серицитовые метасоматиты, характеризуются устойчивым парагенезисом $\text{Кв} + \text{Сер} + \text{Пи}$ в тыловой зоне. Отличие их состоит в появлении в средних зонах колонки наряду с кварцем и серицитом Fe-Mg-Ca карбоната анкеритового ряда. Колонка 5 относится к типичным березитам. Анкерит образует скопления мелких изометрических зерен примерно таких же размеров, как и чешуйки серицита (0,01—0,02 мм). На рентгенограммах он фиксируется по отражениям 2,89—2,90; 2,19—2,20; 1,81; 1,79. Судя по светопреломлению, состав минерала изменяется от чистого доломита ($N_o = 1,680$) до среднего анкерита ($N_o = 1,720$), реже бывает более железистым. Анкерит развивается по амфиболу, иногда с образованием псевдоморфоз, но чаще выделяется самостоятельно. Развитие анкерита по биотиту устанавливается редко. Для средних зон березитовых колонок типично присутствие парагенезиса $\text{Кв} + \text{Сер} + \text{Анк} + \text{Хл}$. При движении к передовым зонам появляются амфибол и плагиоклаз, а анкерит сменяется кальцитом. Хлорит образует более крупные выделения, чем карбонат и серицит, и присутствует во всех зонах колонок, кроме тыловой. Он замещает биотит и амфибол, но наблюдались также мелкие червячные выделения хлорита в зернах плагиоклаза. По оптическим свойствам в передовых зонах определен средний Mg-Fe хлорит типа диабантита ($N_m = 1,615$, отрицательный, двупреломление не выше 0,005). В самой тыловой зоне хлорит замещается пиритом, на основании чего можно предположить, что в этом направлении повышается его железистость. Пирит тонкодисперсный, выделяется, как правило, в виде изолированных кубических кристаллов. На дифрактограмме обнаруживается по характерным рефлексам: 2,702; 2,421; 2,09; 1,631. Остальные отражения слабые или перекрываются с другими минералами. На рис. 1, по данным химического анализа, показано изменение состава по зонам березитовой колонки. Это изменение

не очень контрастное и, по-видимому, затушевано присутствием реликтовых минералов, но главные тенденции в поведении элементов все же выражены достаточно определенно. Все компоненты отчетливо разделяются на три группы: 1) SiO_2 и Al_2O_3 на протяжении колонки почти не меняют содержания; 2) K_2O испытывает привнос, усиливающийся к тыловой зоне; 3) Na_2O , CaO , MgO и FeO выносятся из колонки, причем дифференцированно. В направлении от слабо измененной исходной породы к тыловой зоне первым снижается содержание Na_2O , затем CaO и, наконец, почти синхронно, MgO и FeO . Такая закономерность хорошо сопоставляется с последовательным исчезновением из парагенезисов зон колонки альбита, кальцита, анкерита и хлорита. Из-за малой мощности две тыловые зоны были объединены в одну пробу, что исказило последовательность выноса MgO и FeO . Если судить по минеральному составу зон, то MgO должна выноситься раньше, чем FeO , так как железо сохраняется до конца, связываясь в пирите.

Колонка 6 представляет более редкую разновидность березитов с карбонатом брейнеритового ряда, что в данном случае, по-видимому, связано с более высоким давлением (3000 кг/см^2), при котором проведен этот опыт, в то время как мольная доля CO_2 оставалась прежней (0,1). Кристаллы брейнерита более крупные, чем анкерита (0,02—0,1 мм), имеют $N_0=1,75-1,76$ и рефлексы на диаграмме: 2,78; 1,79; 1,72, которые характерны для карбонатов ряда магнезит — сидерит. В некоторых опытах установлен и более железистый карбонат с $N_0=1,80$, соответствующий пистомезиту.

Березиты с калиевым полевым шпатом выделяются как образования, промежуточные между собственно березитами и кварц-калишпатовыми метасоматитами (см. табл. 2, кол. 7, 8). В случае возникновения таких колонок по гранитам или гранодиоритам, их можно было бы отнести к собственно березитам, но в наших опытах они получены по кварцевым диоритам, не содержащим калиевого полевого шпата. От рассмотренных выше березитов колонок они отличаются появлением в средних зонах, наряду с серицитом, калиевого полевого шпата, который по направлению к неизменной породе сменяется альбитом. В тыловых зонах калиевый полевой шпат тоже отсутствует, здесь, как и в обычных березитовых колонках, развиты парагенезисы с серицитом, что можно объяснить возрастом в этом направлении кислотности раствора. Из двух приведенных колонок этого типа первая (7) более похожа на обычные березиты, так как имеет зону $Kв+Сер+Анк+Хл$, а во второй (8), несколько более высокотемпературной, калиевый полевой шпат обнаруживается ближе к отверстию пробирки, чем анкерит. В передовых зонах обеих колонок сохраняется биотит.

Кварц-калишпатовые метасоматиты (см. табл. 2, кол. 9) отличаются от всех других типов полученных колонок появлением в тыловой зоне парагенезиса $Kв+Кпш+Пи$, в котором место серицита или каолина занимает калиевый полевой шпат. Он устойчив также вместо серицита и в остальных зонах колонки, кроме самой передовой. По оптическим свойствам и рентгеновским данным калиевый полевой шпат ближе всего к санидину. Как и в березитах, в средних зонах колонки появляется анкерит, а в передовой — альбит. В отличие от березитов наиболее устойчивым из первичных минералов кварцевого диорита здесь оказывается биотит, исчезающий только на расстоянии 1 мм от отверстия пробирки, несмотря на большую длительность опыта (12 недель). Химический состав колонки исследовали на рентгеновском микроанализаторе (рис. 2). В качестве эталона при этом использовали исходный кварцевый диорит, измельченный и запрессованный в пробирку точно таким же образом, как и породы перед опытом. Концентрации измеряли дискретно на участках сканирования $300 \times 300 \text{ мкм}$ вдоль оси колонки. Полученные таким способом результаты подвержены случайным искажениям, вызванным

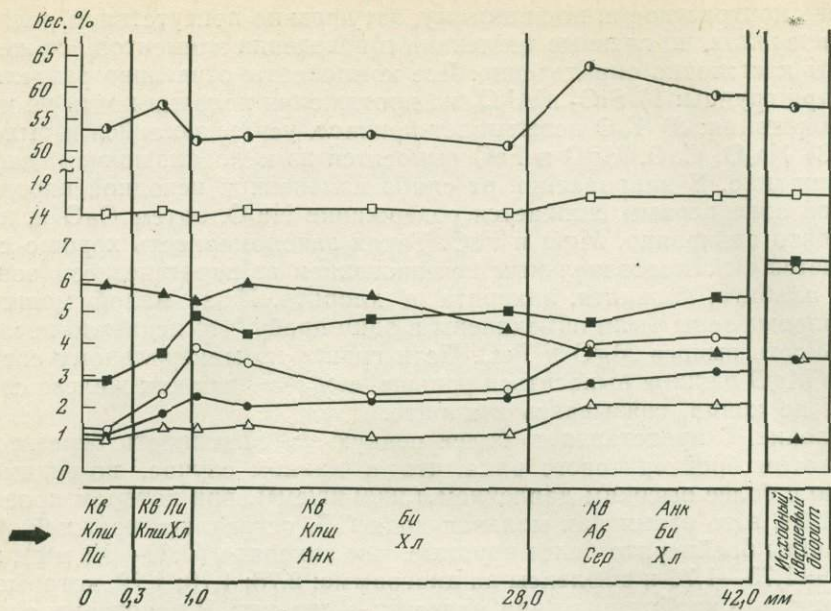


Рис. 2. Распределение элементов в кварц-калцишпатовой метасоматической колонке, полученное на микрозонде сканированием по площади 300×300 мкм
Условные обозначения те же, что на рис. 1

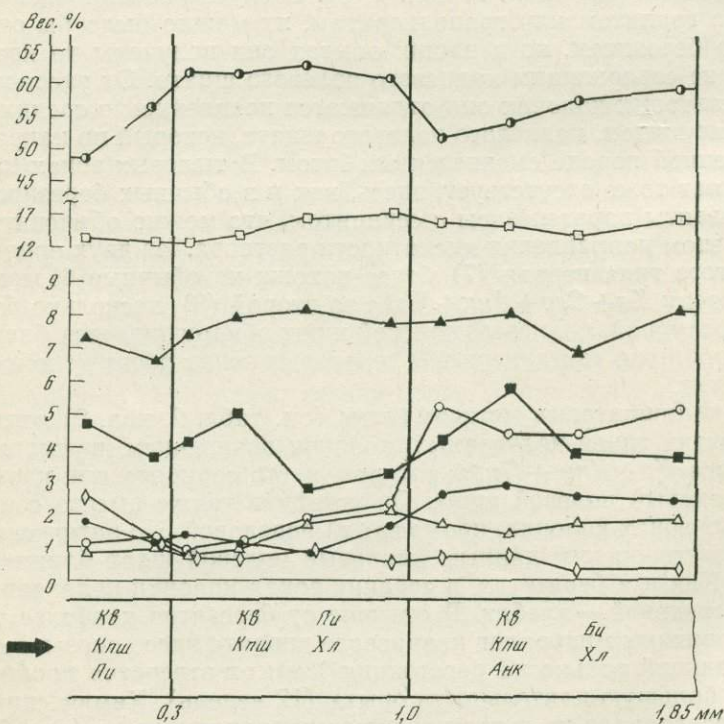


Рис. 3. Распределение элементов в тыловой части кварц-калцишпатовой метасоматической колонки, полученное на микрозонде сканированием по площади 100×100 мкм
Условные обозначения те же, что на рис. 1

возможным непропорциональным попаданием зерен разного состава в гределы участка сканирования. Все же построенная диаграмма изменения состава отражает те же тенденции в поведении компонентов, которые были установлены для березитов. На рис. 3 изображен более детальный график для тыловой части колонки. В связи с малой мощностью зон замеры здесь проводили по участкам сканирования 100×100 мкм. Диаграмма обнаруживает довольно монотонное снижение содержания Na_2O и MgO по направлению к отверстию пробирки и резкое падение концентрации CaO на глубине 1 мм, совпадающее с таким же резким исчезновением анкерита. Содержание FeO и K_2O в тыловой части находится примерно на постоянном уровне, а концентрация серы возрастает от 0,2 до 2,6%, что соответствует увеличению количества пирита.

НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ

По сравнению с ранее изученными высокотемпературными метасоматитами кислотного выщелачивания исследованные колонки содержат больше реликтовых минералов, характеризуются широким проявлением дополнительной зональности без изменения числа фаз на границах соседних зон, имеют тыловые зоны, сложенные не одним-двумя, а тремя минералами. Из-за сохранения реликтов исходных минералов в передовых зонах и малоконтрастного изменения состава зональное строение колонки плохо заметно макроскопически, лишь тыловая часть колонки всегда выглядит несколько светлее, иногда в ней различимы границы между зонами. Появление и исчезновение новообразованных минералов на границах зон обычно происходит резко. Особенно четко выражено исчезновение анкерита и других карбонатов с приближением к тыловым зонам, что иллюстрируется, например, ступенчатым перепадом содержания CaO по детальным замерам на микрозонде (см. рис. 3).

Все колонки имеют зональное строение с тенденцией к уменьшению числа минералов от передовых зон к тыловым. В передовой части колонки исходный кварцевый диорит испытывает лишь некоторую хлоритизацию, карбонатизацию и серицитизацию. Колонки разных типов могут иметь передовые зоны почти неотличающегося состава. В средних зонах интенсивность метасоматоза нарастает, минеральные парагенезисы приобретают специфику, зависящую от типа метасоматического процесса. Наиболее измененные тыловые зоны колонок находятся в равновесии с воздействующим раствором и в наибольшей мере определяются его составом.

Хотя полученные экспериментальные колонки соответствуют разным типам метасоматитов, строение их имеет много общих черт, что, несомненно, обусловлено единством исходной породы и однотипным составом раствора, содержащего CO_2 , серу, KCl и SiO_2 . Поэтому в качестве новообразованных минералов всегда присутствуют карбонаты, пирит, серицит, хлорит. В состав трехминеральной тыловой зоны во всех случаях входят кварц, пирит и глиноземсодержащая фаза (каолин, серицит или калиевый полевошпат). Основным процессом всегда остается кислотное выщелачивание, проводящее к выносу из породы оснований. Поэтому почти для всех колонок устанавливается один ряд подвижности компонентов: H_2O , CO_2 , S , $\text{K}|\text{Na}$, Ca , $\text{Mg}|\text{Fe}$, Si , Al . Вертикальными линиями разделены группы компонентов, вполне подвижных во всех зонах, меняющих режим подвижности на протяжении колонки и остающихся инертными вплоть до последней зоны.

Полученные результаты позволяют наметить граничные условия для процессов аргиллизации, березитизации, кварц-серицитового и кварц-калишпатового метасоматоза на диаграммах типа $T - \lg C_{\text{K}+}/C_{\text{H}+}$ и $P - \lg C_{\text{K}+}/C_{\text{H}+}$ при $N_{\text{CO}_2} = 0,05$; 0,1 и 0,2. Мы предполагаем сделать это в другой публикации после дополнительного уточнения. Поэтому пока

лишь остановимся вкратце на основных причинах, приводящих к смене одного типа колонок другим. Из анализа табл. 1 следует, что каждый из четырех перечисленных типов метасоматических колонок может быть получен в интервале температур 250—350° С при подборе соответствующего состава раствора, мольной доли CO_2 и давления. Необходимые для этого колебания физико-химических условий не выходят за пределы, реальные для природных гидротермальных систем. Вместе с тем устанавливаются и однозначные зависимости по каждому из параметров, обуславливающие смену одних метасоматитов другими. При одинаковой температуре, давлении и N_{CO_2} главным фактором, определяющим развитие того или иного типа метасоматической колонки, служит отношение $C_{\text{K}^+}/C_{\text{H}^+}$ в растворе, т. е. «калиевости» раствора, к его кислотности. Возрастание этого отношения приводит к смене аргиллизитовых колонок березитовыми, затем березитовыми с калиевым полевым шпатом и, наконец, кварц-калишпатовыми колонками. Температурная зависимость выражается в последовательной смене аргиллизитов березитами, кварц-серицитовыми и кварц-калишпатовыми метасоматитами с повышением температуры при прочих равных условиях. Противоположно направленное влияние оказывает увеличение давления. При 4000 кг/см² мы получили аргиллизитовые колонки в тех условиях, при которых давление 2000 кг/см² приводило к образованию березитов, а давление 1000 кг/см² — березитов с калиевым полевым шпатом (опыты 331, 344 и 351). Для разграничения полей развития березитов и кварц-серицитовых метасоматитов (без анкерита) определяющую роль играют мольная доля CO_2 в растворе и температура, действующие в противоположных направлениях. При повышении N_{CO_2} граница березитов и кварц-серицитовых метасоматитов отодвигается в область все более высоких температур. Для разных типов колонок при снижении температуры и одинаковом N_{CO_2} наблюдалась смена кальцита анкеритом и затем карбонатом брейнеритового ряда.

ЛИТЕРАТУРА

1. Жариков В. А., Иванов И. П., Фонарев В. И. Минеральные равновесия в системе $\text{K}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$. «Наука», 1972.
2. Зарайский Г. П., Шаповалов Ю. Б. Экспериментальное изучение влияния отношения KCl/HCl в растворе на типы метасоматитов стадии кислотного выщелачивания гранитов.— В кн.: Очерки физико-химической петрологии. Вып. VI. «Наука», 1976.
3. Иванов И. П. Проблемы экспериментального изучения минеральных равновесий метаморфических и метасоматических процессов. М., 1970.
4. Иванов И. П., Фонарев В. И. Минеральные равновесия в открытой системе $\text{H}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2-\text{Al}_2\text{O}_3$ и их приложение к проблеме гидротермального метаморфизма.— В кн.: Проблемы метасоматизма. «Наука», 1970.
5. Иванов И. П., Жариков В. А., Глаголева М. А., Федькин В. В., Гусынин В. Ф. Зависимость минеральных равновесий в системе $\text{K}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$ от температуры и концентрации KCl и HCl в растворе.— В кн.: Очерки физико-химической петрологии. Вып. I. «Наука», 1969.
6. Казицын Ю. В., Чернорук С. Г., Нечипоренко Г. О., Дубик О. Ю. Диффузионная метасоматическая колонка аргиллизации.— Докл. АН СССР, 1967, 173, № 1.
7. Омеляненко Б. И. О физико-химических условиях процессов околорудного изменения типа березитизации.— В кн.: Метасоматизм и другие вопросы физико-химической петрологии. «Наука», 1968.
8. Попов А. А. Экспериментальные данные по гидротермальной серицитизации. М., 1969.
9. Чернорук С. Г., Казицын Ю. В., Дубик О. Ю., Нечипоренко Г. О. Экспериментальное исследование гидротермальной аргиллизации гранитоидов.— В кн.: Проблемы метасоматизма. «Наука», 1970.
10. Шаповалов Ю. Б., Зарайский Г. П. Экспериментальное исследование диффузионной метасоматической зональности при кислотном выщелачивании гранитов.— В кн.: Метасоматизм и рудообразование. «Наука», 1974.
11. Щербань И. П. Условия образования низкотемпературных околорудных метасоматитов. «Наука», 1975.
12. Hemley J. J. Some mineralogical equilibria in the system $\text{K}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$.— Amer. J. Sci., 1959, 257, № 10.
13. Hemley J. J., Jones W. R. Chemical aspects of hydrothermal alternation with emphasis on hydrogen metasomatism.— Econ. Geol., 1964, 59, № 4.

ПОДВИЖНОСТЬ АЛЮМИНИЯ ПРИ МЕТАСОМАТОЗЕ

Н. Т. Соколова

При изучении гидротермальных систем, условий химизма взаимодействия гидротермального раствора с вмещающей средой возникает необходимость исследования реакций, протекающих в водных растворах. Для этого в каждом конкретном случае надо решать вопрос о формах нахождения того или иного компонента в жидкой фазе в зависимости от кислотно-щелочных условий среды. При физико-химическом моделировании метасоматических явлений и процессов гидротермального минералообразования надежную информацию можно получить только в случае, если термодинамические расчеты сделаны на основе строго составленных уравнений реакций.

Алюминий как подвижный элемент¹ характерен не только для образования вторичных кварцитов, но и для большинства метасоматических реакций, идущих при окварцевании, грейзенизации и в ряде других случаев околорудного метасоматоза. Если какая-то часть процессов метасоматического замещения, развивающихся в алюмосиликатной среде, еще может быть объяснена без привноса и выноса алюминия изменением в растворах отношений K^+/H^+ и Na^+/H^+ и температуры, то большинство метасоматических и гидротермальных процессов практически нельзя рассматривать, не учитывая перенос алюминия.

Например, в работе Д. К. Власовой и В. А. Жарикова [1] при характеристике химизма скарнообразования в монцититах и гранодиоритах месторождения Чорух-Дайрон отчетливо показана тенденция последовательного уменьшения в скарнированных породах содержаний кремния и алюминия. В работе Я. Д. Готмана и В. М. Малаховой [3], посвященной грейзенизации на месторождении Хрустальное, указывается, что в кварцевых грейзенах, представляющих крайнюю степень изменения гранитов, содержания глинозема резко уменьшаются от 10—13 в слабо измененных гранитах до 2,22—3,75% Al_2O_3 в грейзенизированных. Резкое уменьшение содержаний глинозема, вынос его из пород гидротермальными растворами отмечаются при процессах лиственитизации плагиоклазовых порфиритов Бериккульского месторождения, при березитизации габбродиоритов Комсомольского месторождения, при аргиллизацией песчаников на Акташском месторождении, при аргиллизацией порфирита на Терлигхайском месторождении.

В то же время И. И. Куприяновой [12] на примере грейзенового месторождения бериллия, залегающего среди ультраосновных пород, установлен существенный привнос алюминия грейзенизирующими растворами. Увеличение содержания алюминия и связывание его в алюмосиликатах отмечаются при альбитизации эффузивов кислого состава в работе И. П. Щербаня [18]. Альбитизация гранитов массива Шалтас (Центральный Казахстан), по данным И. В. Давиденко [4], также сопровождается привносом алюминия, количество которого возрастает от 12,99 в гранитах до 18,41% в альбититах, развитых по этим гранитам. Увеличение содержаний алюминия от 9,8 до 28,0% отмечается при хлоритизации порфиритов на Бухтарминском месторождении [18].

Даже эти немногочисленные примеры уже достаточно ясно указывают на подвижность алюминия при самых разнообразных гидротермальных метасоматических процессах, причем один и тот же процесс (такой, как грейзенизация), в зависимости от физико-химической обстановки, может сопровождаться либо связыванием алюминия, либо, наоборот,

¹ Термин «подвижность» употребляется автором не в термодинамическом смысле, а скорее как синоним растворимости.— *Прим. ред.*

выносом. Причины такого разного поведения алюминия в гидротермальном процессе можно понять, только рассматривая его как подвижный элемент, присутствовавший в растворах.

Выяснение физико-химических условий протекания ряда упомянутых выше процессов и расширения состава растворов, участвовавших в формировании метасоматов по породам кислого состава, сводится в большинстве случаев к анализу минеральных равновесий в системе $K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$. Анализ этой системы уже давно привлекает внимание исследователей, как теоретиков, так и экспериментаторов [6, 15, 19—21]. Однако в этих работах алюминий рассматривался как инертный компонент, входящий в состав только твердых фаз. Это объясняется отсутствием до недавнего времени надежных данных по константам гидролиза Al не только при высоких, но и при низких температурах, а также исключительной трудностью экспериментального моделирования этих процессов.

Попытки рассмотреть алюминий как подвижный элемент и исследовать его устойчивые формы в водных растворах были предприняты в ряде работ, посвященных вопросам гипергенеза [7, 8]. Привлечение методов химической термодинамики позволило С. А. Кашину провести анализ условий формирования некоторых минеральных ассоциаций, возникающих при выветривании гранитов, который был сведен к рассмотрению той же системы $K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ при 25°С. Наиболее устойчивой формой алюминия в водных растворах при этой температуре им была принята $Al(OH)_4^-$. Отсутствие надежных данных по константам гидролиза алюминия обусловило то, что в ряде работ, касающихся подвижности алюминия, рассматриваются, как правило, только две его формы — Al^{3+} и $Al(OH)_4^-$, присутствием других форм пренебрегают [7, 8].

Проведенный И. Л. Ходаковским [17] совместно с Л. В. Каторча анализ имеющегося в литературе фактического материала по термическим константам реакций гидролиза алюминия позволил отобрать из них наиболее достоверные, позволяющие судить о формах нахождения алюминия в растворе в зависимости от температуры и кислотности-щелочности раствора. На основании этих данных (см. таблицы) уже можно довольно точно указать количественные пределы pH раствора, в которых могут стабильно существовать те или иные растворенные формы алюминия при температурах от 25 до 350°С (рис. 1). Это Al^{3+} , $AlOH^{2+}$, $Al(OH)_2^+$, $Al(OH)_3^0$, $Al(OH)_4^-$. Как видно из рис. 1, при возрастании температуры поля преобладания гидроксокомплексов алюминия по отношению к простым катионам резко увеличиваются, причем при температуре 300°С

Константы равновесия (pK) некоторых реакций, протекающих в системе $Al_2O_3-H_2O-SiO_2-H_2O$
(по И. Л. Ходаковскому [17] и А. Г. Волосову и др. [2])

Реакция	25°С	50	100	150	200	250	300	350°С
$Al_{p-p}^{3+} + H_2O_{ж} = Al(OH)_{p-p}^{2+} + H_{p-p}^+$	5,00	4,33	3,14	2,08	1,11	0,20	-0,66	-1,48
$Al(OH)_{p-p}^{2+} + H_2O_{ж} = Al(OH)_{2p-2}^+ + H_{p-p}^+$	5,70	4,68	2,92	1,43	0,11	-1,08	-2,18	-3,21
$Al(OH)_{2p-p}^+ + H_2O_{ж} = Al(OH)_{3p-p}^0 + H_{p-p}^+$	6,20	5,62	4,69	3,98	3,42	2,97	2,59	2,28
$Al(OH)_{3p-p}^0 + H_2O_{ж} = Al(OH)_{4p-p}^- + H_{p-p}^+$	6,92	6,63	6,32	6,23	6,28	6,45	6,71	7,04
$H_4Si_4O_{4p-p} = H_3SiO_{4p-p}^- + H_{p-p}^+$	9,77	9,44	9,13	9,14	9,39	9,79	10,32	
$H_3SiO_{4p-p}^- = H_2SiO_{4p-p}^{2-} + H_{p-p}^+$	13,17	12,56	11,81	11,49	11,47	11,67	12,02	

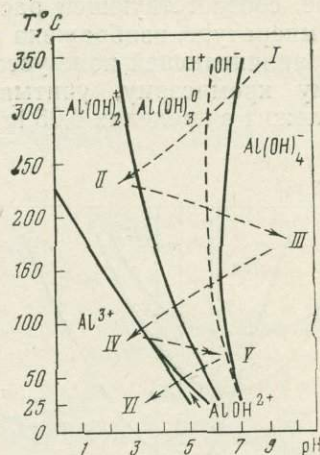
даже в достаточно кислых растворах нельзя не учитывать процессы образования гидроксокомплексов. При повышении температуры намечается расширение полей преобладания нейтральных молекул $Al(OH)_3^0$. Наличие этих данных позволило не только качественно, но и количественно охарактеризовать поведение алюминия в системе минеральных равновесий $K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ при температурах от 25 до 300°С и постоянном давлении.

В данной работе предпринята попытка, используя методы химической термодинамики, проанализировать физико-химические условия формирования некоторых минеральных парагенезисов, возникающих при взаимодействии гидротермальных растворов с породами кислого состава;

Рис. 1. Поля устойчивости гидроксокомплексов алюминия в зависимости от pH и температуры раствора

Пунктирные стрелки — последовательность метасоматических процессов:

- I — калиевый (натриевый) метасоматоз,
- II — грейзенизация;
- III — адуляризация (альбитизация),
- IV — аргиллизация,
- V — серицитизация;
- VI — гипергенная аргиллизация



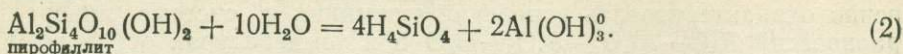
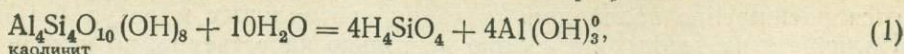
выяснить основные параметры (температуру, pH и активности Al, Si, K) и химизм среды, в которой могут быть сформированы основные минеральные ассоциации метасоматитов, таких как грейзены, вторичные кварциты, аргиллизиты, серицитолиты, березиты, гумбеиты, а также ряд гипергенных образований. Эти процессы рассматривались при условии подвижности алюминия, переходе его в раствор и, наоборот, связывании в твердой фазе при тех или иных метасоматических преобразованиях.

Как известно, к метасоматитам стадии «выщелачивания» относят кварц-полевошпатовые метасоматиты, грейзены, пропициты, вторичные кварциты, кварц-серицитовые образования, продукты сольфатарной аргиллизации, березитизации, гидротермальной аргиллизации [5]. Если проанализировать метасоматические колонки, построенные для описания каждого из этих процессов [5, 9—11], то можно видеть, что внутренние зоны каждой колонки, характеризующей соответствующий процесс, сложены либо кварц-мусковитовым парагенезисом, либо кварц-каолинитовым (-монтмориллонитовым и т. д.), либо мономинеральным кварцем. При этом, как правило, изменение минералов материнской породы происходит постепенно, через ряд последовательных минеральных фаз. Так, в частности, при преобразовании полевых шпатов это:

полевой шпат → слюда → группа глинистых минералов → кварц.
(ортоклаз) (мусковит) (каолинит)

Граничные условия образования внутренних зон перечисленных метасоматических колонок, относимых к стадии выщелачивания, можно установить путем термодинамического исследования системы $Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ при температурах 25—300°С. В пределах этой системы были рассмотрены поля устойчивости ассоциации кварц+каолинит (25—150°С) и пирофиллита (>300°С). По данным О. Л. Кускова [13], нижний предел устойчивости пирофиллита характеризуется параметрами: 300°С (100 бар), 320 (150), 340 (1300), 360 (3800 бар), 380°С — асимп-

тота. Таким образом, при расчетах до 300° С нами рассматривались реакции растворимости каолинита, а при 300° С — пирофиллита:



При расчетах значения стандартных изобарных потенциалов брали из справочника [14]. Зависимость суммарной активности алюминия в растворах, находящихся в равновесии с каолинитом (25—150° С) и пирофиллитом (300° С), от рН раствора при суммарной активности кремния в растворе, соответствующей растворимости кварца в чистой воде при данной температуре, изображена на диаграмме (рис. 2). При проведении линии, ограничивающей поле устойчивости кварца по отношению к растворенному кремнезему, учитывается, что точность графического построения лежит в пределах 0,05 lg a_{Si} .

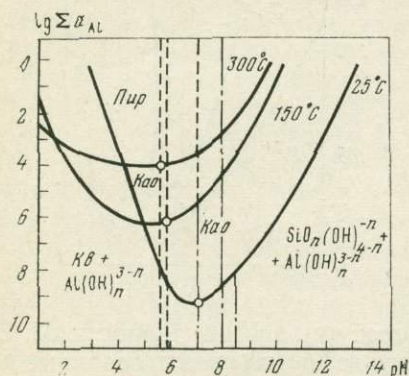


Рис. 2. Зависимость Σa_{Al} в растворах, находящихся в равновесии с каолинитом (150—25° С) и пирофиллитом (300° С), от рН; Σa_{Si} в растворе соответствует растворимости кварца в чистой воде при данной температуре; здесь и на рис. 3, 4: Као — каолинит, Кв — кварц, Пир — пирофиллит, Му — мусковит, Орт — ортоклаз

Из приводимой диаграммы можно видеть, что в системе SiO_2 — Al_2O_3 — H_2O подвижность алюминия находится в теснейшей связи с кислотностью-щелочностью раствора и проходит через минимум. Минимальные значения Σa_{Al} в растворах, находящихся в равновесии с SiO_2 , при повышении температуры резко увеличиваются от 10^{-9} моль/кг H_2O при 25 до 10^{-4} при 300° С.

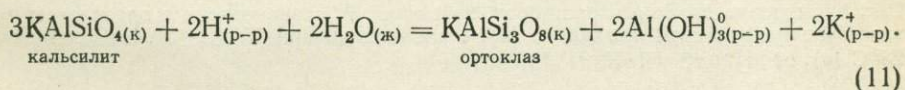
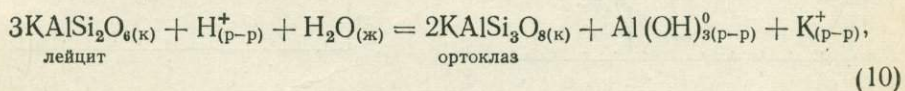
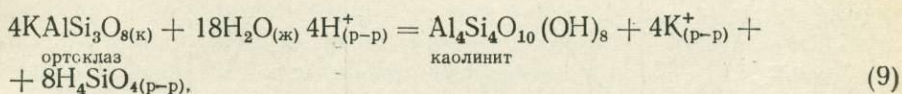
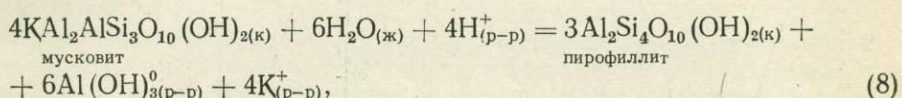
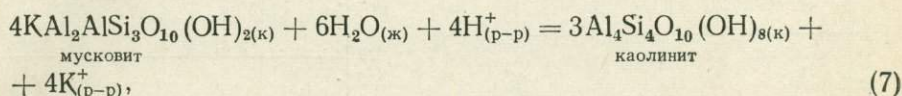
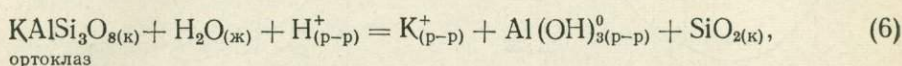
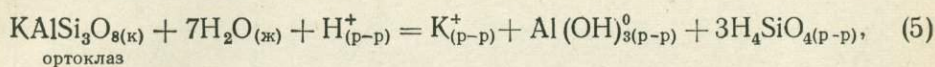
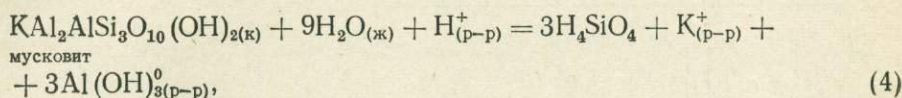
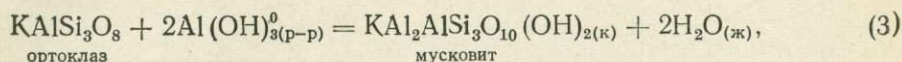
Таким образом, повышение температуры способствует увеличению подвижности алюминия в гидротермальных системах. Наиболее благоприятные условия для существования ассоциации кварца с каолинитом и кварца с пирофиллитом создаются в кислой среде: при $t=25^\circ\text{C}$ интервал рН от 3 до 8,5 при минимальных значениях $\Sigma a_{\text{Al}}=10^{-9}$, $\Sigma a_{\text{Si}}=10^{-3,68}$; при $t=150^\circ\text{C}$ интервал рН от 1 до 7 при минимальных значениях $\Sigma a_{\text{Al}}=10^{-6}$, $\Sigma a_{\text{Si}}=10^{-2,62}$; при $t=300^\circ\text{C}$ интервал рН от 1 до 8 при минимальных значениях $\Sigma a_{\text{Al}}=10^{-4}$, $\Sigma a_{\text{Si}}=10^{-1,96}$.

Более низкие значения Σa_{Al} для соответствующих температур будут приводить к полной растворимости каолинита и пирофиллита, даже при избыточных концентрациях кремния в растворе.

Интересно, что если при температурах 300 и 150° С пирофиллит и каолинит устойчивы даже в очень кислой среде при условии высокой Σa_{Al} ($>10^{-3}$ — 10^{-2}), то при 25° С каолинит наиболее устойчив в слабых и нейтральных растворах в интервале рН от 6 до 8, в более кислых растворах наблюдается резкое сокращение поля устойчивости каолинита, и уже при рН 4 он будет устойчив при $\Sigma a_{\text{Al}} > 10^{-3,5}$, а при рН 3 — при $\Sigma a_{\text{Al}} > 10^{-0,5}$. Таким образом, эти расчеты, учитывающие основные устойчивые формы алюминия в водных растворах, позволяют количественно оценить нижний предел суммарной активности алюминия в рас-

творях, в равновесии с которыми формируются внутренние зоны метасоматических колонок, относимых к стадии «выщелачивания».

Появление в растворах калия предопределяет исследование системы $K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ — реакций, протекающих при формировании внутренних зон перечисленных метасоматитов. Нами рассмотрены основные реакции этой системы:



Рассчитанные соотношения между минеральными фазами в этой системе для различных рН и температур от 25 до 300° С изображены на диаграммах (рис. 3—5).

Реакции растворимости силикатов и алюмосиликатов, рассмотренные наряду с другими [реакции (1), (2), (4)—(6)], при условии подвижности алюминия добавляют в систему ограничения, связанные с растворимостью того или иного минерала в определенных условиях, и указывают уже количественно на наличие пределов устойчивости минерала.

На рис. 3 отображена зависимость активности алюминия в растворах, находящихся в равновесии с ортоклазом, мусковитом, каолинитом, пиррофиллитом от рН при температурах 25, 150, 300° С; активность $K^+ = 10^{-3}$; a_{Si} в растворе на всех диаграммах (кроме рис. 5) соответствует растворимости кварца в чистой воде при заданной температуре.

Сопоставляя диаграмму полей устойчивости каолинита и пиррофиллита (см. рис. 2) с диаграммами системы $K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$, можно видеть (см. рис. 3, 4), что появление в растворе относительно небольших концентраций калия, соответствующих $a_{K^+} = 10^{-3}$ (см. рис. 3), приводит к резкому сокращению полей устойчивости каолинита и пиррофиллита за счет образования мусковита и ортоклаза и к снижению подвижности алюминия в щелочных растворах. Характерно, что значение минимальных активностей алюминия, необходимых для образования силикатов

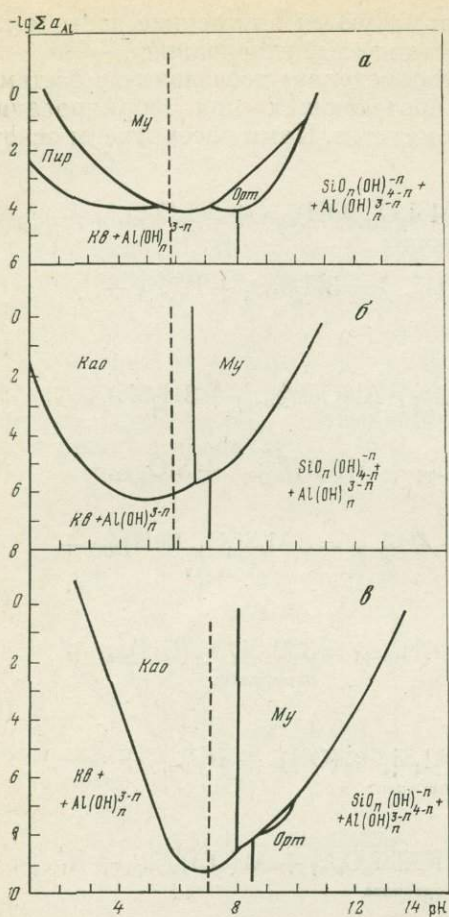


Рис. 3. Зависимость Σa_{Al} в растворах, находящихся в равновесии с ортоклазом, мусковитом и пирофиллитом при 300° С (а), находящимся при 150° С (б), с каолинитом при 25° С (в), от рН; $a_{K^+} = 1 \cdot 10^{-3}$

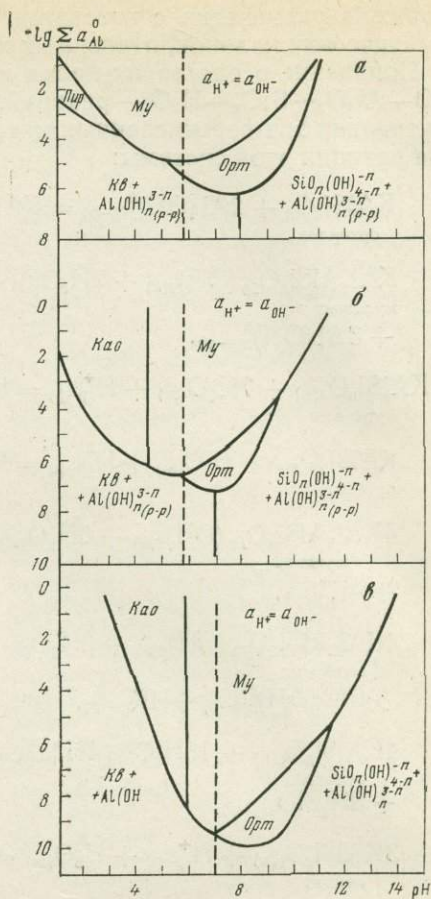


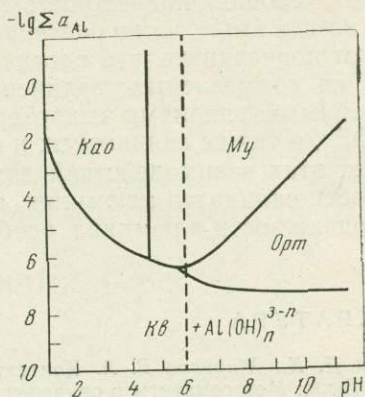
Рис. 4. Зависимость Σa_{Al} в растворах, находящихся в равновесии с ортоклазом, мусковитом, пирофиллитом и каолинитом, от рН при 300° С (а), при 150° С (б), при 25° С (в); $a_{K^+} = 1 \cdot 10^{-1}$

алюминия и алюмосиликатов, при этом остаются такими же, что и в растворах, не содержащих ионы K^+ .

Из этих же диаграмм видно, что образование каолинита и пирофиллита при незначительной активности K^+ происходит преимущественно в кислых и слабокислых растворах с величинами рН — не выше 8 при 25° С, 6,5 — при 150° С, 5,4 — при 300° С. Увеличение температуры приводит к резкому расширению поля устойчивости мусковита. Так, если при температурах 25 и 150° С поле устойчивости мусковита отмечается только в щелочной среде соответственно при $pH > 8$ и 6,5, то при 300° С поле устойчивости мусковита расширяется до рН 1,5 — 11, т. е. практически он устойчив как в кислых, нейтральных, так и в сильнощелочных растворах. Однако поле устойчивости мусковита очень сильно зависит от a_{Al} в растворах. Так, при температуре 300° С (см. рис. 3, а) нижняя граница поля устойчивости мусковита (ограниченная кривой растворимости мусковита при заданных условиях) соответствует $a_{Al} = 10^{-4}$ и очень узкому интервалу рН: 5,4—7. Увеличение концентрации алюминия в растворах приведет к очень резкому расширению поля устойчивости мусковита. Увеличение активности на 3 порядка расширяет интервал

pH поля устойчивости мусковита от 2 до 10,5, т. е. при высоких температурах из растворов, значительно пересыщенных алюминием, мусковит будет кристаллизоваться в очень широком диапазоне pH, что во многом согласуется с природными процессами и поможет объяснить преобладание новообразований мусковита в большинстве высокотемпературных

Рис. 5. Зависимость Σa_{Al} в растворах, находящихся в равновесии с ортоклазом, мусковитом, кварцем и каолинитом, от pH при 150° С; $a_{K^+} = 1 \cdot 10^{-1}$, система пересыщена кремнеземом



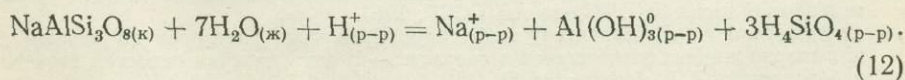
метасоматитов, таких как грейзены. При температурах 150 и 25° С пересыщение растворов алюминием приведет к расширению поля устойчивости мусковита только в щелочной области. Низкие концентрации калия ($a_{K^+} = 10^{-3}$) в растворах объясняют небольшие поля устойчивости ортоклаза при 300 и 25° С и отсутствие его при 150° С [линия растворимости ортоклаза — целиком в поле устойчивости мусковита (см. рис. 3, б)].

Повышение в растворах концентрации калия (до $a_{K^+} = 10^{-1}$) вызывает еще большее сокращение полей устойчивости каолинита и пиррофиллита при резком увеличении поля устойчивости ортоклаза и снижает минимальные значения активности алюминия при растворимости алюмосиликатов (см. рис. 4, а—в). Таким образом, условия относительно высокой подвижности алюминия в этих растворах (особенно в щелочной области) существенно сокращаются.

При еще более высоких концентрациях калия в растворах ($a_{K^+} \gg 10^{-1}$) кристаллизация силикатов алюминия (каолинита и пиррофиллита) становится практически невозможной. Образование высокоглиноземистых минералов, таких как лейцит и калиофиллит, возможно только при условии очень высоких концентраций Al ($> 10^2$) и K.

В случае систем, пересыщенных кремнием (см. рис. 5), когда все минералы находятся в равновесии с кварцем (при $a_{K^+} = 10^{-1}$), резко расширяется поле устойчивости ортоклаза, причем устойчивость ортоклаза в этих условиях в щелочной области зависит только от концентрации Al и K^+ в растворе и не зависит от pH раствора.

Для сравнения нами рассмотрены некоторые реакции системы $Na_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$, например:



Рассмотрение системы $Na_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ позволяет сделать выводы, аналогичные сделанным для системы $K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$, с той лишь разницей, что при всех прочих равных условиях растворимости алюмосиликатов натрия всегда выше растворимостей алюмосиликатов калия (см. рис. 4). Этот вывод находит подтверждение на ряде природных объектов. Рассматривая те же метасоматические колонки стадии «выщелачивания», можно видеть, что альбит раньше вступает в реакцию и замещается мусковитом по сравнению с более устойчивым ортоклазом [5]. Увеличение температуры значительно сокращает указан-

ную разницу в растворимости от 3 порядков при 25°С до 0,5 порядка при 300°С (см. рис. 4). В природных растворах, как правило, концентрация натрия значительно выше концентрации калия, и поэтому в большинстве случаев подвижность алюминия не зависит от того, кристаллизуются калиевые или натриевые алюмосиликаты. Однако при всех прочих равных условиях подвижность алюминия в растворах, обогащенных натрием, всегда выше, чем в растворах, содержащих калий.

Следует подчеркнуть, что сделанные выводы не учитывают процессы образования комплексных соединений [Al], [Si], [Na], [K] с такими распространенными анионами гидротермальных растворов, как F⁻, Cl⁻, CO₃²⁻, SO₄²⁻, а также силикатных и алюмосиликатных комплексов с [Na] и [K]. Учет этих взаимодействий должен привести к сокращению полей устойчивости силикатов алюминия, алюмосиликатов [Na] и [K] и к повышению подвижности алюминия, особенно в кислой и щелочной областях.

ЛИТЕРАТУРА

1. Власова Д. К., Жариков В. А. Контактво-инфильтрационные скарны Чорух-Дайрона.— В кн.: Метасоматиты и оруденение. «Наука», 1975.
2. Волосов А. Г., Ходаковский И. Л., Рыженко Б. Н. Равновесия в системе SiO₂—H₂O при повышенных температурах вдоль нижней трехфазной кривой.— Геохимия, 1972, № 5.
3. Готман Я. Д., Малахова В. М. Околожилльные изменения гранитных пород вольфрамового месторождения в Казахстане. «Недра», 1965.
4. Давиденко И. В. Статистическая оценка относительной подвижности компонентов при метасоматозе.— В кн.: Метасоматизм и рудообразование. «Недра», 1975.
5. Жариков В. А., Омеляненко Б. И. Некоторые проблемы изучения изменений вмещающих пород в связи с металлогеническими исследованиями.— В кн.: Изучение закономерностей размещения минерализации при металлогенических исследованиях рудных районов. «Недра», 1965.
6. Жариков В. А., Иванов И. П., Фонарев В. И. Минеральные равновесия в системе K₂O—Al₂O₃—SiO₂—H₂O. М., «Наука», 1972.
7. Кашин С. А. Некоторые вопросы геохимии процесса выветривания гранитов.— В кн.: Минералогия и геохимические условия формирования кор выветривания. Новосибирск, «Наука», 1975.
8. Кашин С. А., Калинин А. С. Об устойчивых формах алюминия в водных растворах.— В кн.: Минералогия и геохимические условия формирования кор выветривания. Новосибирск, «Наука», 1975.
9. Коржинский Д. С. Подвижность и инертность компонентов при метасоматозе.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1936, № 1.
10. Коржинский Д. С. Понятие о геохимической подвижности элементов.— Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1942, ч. 71, № 3—4.
11. Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов.— В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. Изд-во АН СССР, 1953.
12. Куприянова И. И. Рудоотложение и околожилльные изменения на некоторых бериллиевых месторождениях штокверкового типа.— В кн.: Метасоматизм и рудообразование. «Недра», 1975.
13. Кусков О. Л. Термодинамические константы пирофиллита и аномальные теплоемкости метапирофиллита и метакаолинита.— Геохимия, 1973, № 4.
14. Наумов Г. В., Ходаковский И. Л., Рыженко Б. Н. Справочник термодинамических величин. Атомиздат, 1971.
15. Попов А. А. О кислотности — щелочности гидротермальных растворов.— В кн.: Химия земной коры. Т. 1. Изд-во АН СССР, 1963.
16. Ходаковский И. Л. Характеристика гидротермальных растворов по данным изучения газово-жидких включений в минералах.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. Т. 1. «Наука», 1965.
17. Ходаковский И. Л. Исследования в области термодинамики водных растворов при высоких температурах и давлениях. М., 1975.
18. Щербань И. П. Условия образования низкотемпературных околорудных метасоматитов. «Наука», 1975.
19. Hemley J. J. Some mineralogical equilibria in the system K₂O—Al₂O₃—SiO₂—H₂O.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1958, 69, № 12.
20. Hemley J. J. Some mineralogical equilibria in the system K₂O—Al₂O₃—SiO₂—H₂O.— Amer. J. Sci., 1959, 257, № 10.
21. Hemley J. J. Some mineralogical equilibria in the system K₂O—Al₂O₃—SiO₂—H₂O.— Amer. J. Sci., 1960, 258, № 2.

РЕГИОНАЛЬНЫЕ И ПРОГНОЗНО-МЕТОДИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ МЕТАСОМАТИТОВ

МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ РУДНОГО АЛТАЯ И ИХ ПОИСКОВОЕ ЗНАЧЕНИЕ

В. Б. Чеквадзе

По окологорудным изменениям пород, вмещающих полиметаллические месторождения Рудного Алтая, в настоящее время накоплен весьма значительный материал. В рассматриваемом регионе проявлены образования различных метасоматических формаций: скарновой, пропилитовой, вторично-кварцитовой, грейзеновой и некоторых других. Однако в основном промышленные месторождения связаны лишь с двумя формациями — кварц-серицитовых метасоматитов, впервые выделенной В. А. Жариковым и Б. И. Омеляненко [11], и карбонат-хлоритовых метасоматитов [6]. Определенный интерес представляют также образования вновь выделяемой формации биотит-эпидот-талковых метасоматитов, отражающей условия контактового метаморфизма и регенерации ранее сформировавшихся послемагматических продуктов.

ФОРМАЦИЯ РУДОНОСНЫХ КВАРЦ-СЕРИЦИТОВЫХ МЕТАСОМАТИТОВ

Комплекс измененных пород данной формации приурочен к региональным зонам смятия (Иртышской и Северо-Восточной) или глубинным разломам, сопряженным с зонами смятия. Рудные объекты рассматриваемого типа представляют Тишинское, Иртышское, Ново-Березовское, Стрежанское, Гуслияковское, Зыряновское и многие другие месторождения. Для них характерны мощные (до 300—500 м) и протяженные (от 2—3 до 10—15 км) метасоматические ореолы, на глубину, как правило, не оконтуренные. В морфологическом отношении зоны изменений представляют собой относительно выдержанные пласто- и лентообразные тела, обычно секущие девонские порфировые интрузии и складчатые структуры, хотя на отдельных интервалах и вписывающиеся в них. Какая-либо закономерная связь ореолов изменения с вулканическими или интрузивными комплексами не отмечается. Установлена лишь пространственно-структурная ассоциация измененных пород с дайками «альбитофиров-порфиритов» [13].

В процессе формирования комплекса метасоматитов фиксируется отчетливая стадийность. Предрудные метасоматиты отделены от синрудных периодом повторных тектонических подвижек, а на ряде объектов и внедрением даек. Начальная стадия гидротермальной деятельности, наиболее широко и интенсивно проявленная, выразилась в кварц-серицитовом замещении пород под воздействием инфильтрации кислотных

гидротерм вдоль трещинных зон повышенной проницаемости. В обрамлении этих зон на каждом из месторождений рассматриваемой формации сформировался зональный ореол метасоматитов выщелачивания (рис. 1, А), возникновение которого обусловлено встречной диффузией компонентов раствора и компонентов замещаемых пород в поперечном к структурам направлении [16].

В кислых вулканогенных средах (лавах альбитизированных эпилиптитовых порфиров, туфах, туффитах) по мере приближения к центру ореола наблюдается последовательное замещение кварцем и серицитом плагиоклаза, карбоната и хлорида исходных пород и соответственно появление зон карбонат-хлорит-серицит-кварцевых, хлорит-серицит-кварцевых и серицит-кварцевых метасоматитов, содержащих рутил и пирит (Ново-Березовское, Иртышское месторождения). Близкий порядок зональности отмечается и при выщелачивании терригенных пород и вулканитов среднего состава. При замещении известковистых осадочных пород и магматических образований основного состава наблюдается обратный порядок разложения хлорита и карбоната (Тишинское и Зырянское месторождения). При переходе от краевых зон к внутренним железо-магнезиальный хлорит преобразуется в магнезиальный. Изменение карбонатов идет в направлении: кальцит→анкерит→брейнерит→→мезитит, т. е. железистость в них, напротив, возрастает.

Привлекают внимание резкие различия в составе центральных зон выщелачивания на разных объектах, характеризующихся близким составом исходных сред. В одних случаях эти зоны сложены существенно кварцевыми (Зырянское, Гуслияковское месторождения), в других — существенно серицитовыми породами (Тишинское месторождение), в третьих — серицит-кварцевыми метасоматитами (Ново-Березовское, Иртышское месторождения). При этом первые из указанных объектов содержат относительно убогую серноколчеданную минерализацию, вторые — более значительную, а для третьих характерно развитие мощных пиритовых скоплений.

Имеющиеся данные [7] дают основания полагать, что на разнотипных объектах вскрываются различные зоны региональной инфильтрационной колонки выщелачивания: снизу вверх одна другую сменяют зоны кварцитов, серицитолитов, серицит-кварцевых метасоматитов (рис. 2). Установлены случаи наползания тыловых зон на вышележащие. Так, на средних и верхних горизонтах Тишинского месторождения кварциты отчетливо наложены на серицитолиты центральной зоны выщелачивания [1, 24], в то время как на больших глубинах те же кварциты выступают как закономерные члены колонки и практически целиком слагают ее центральную зону (рис. 3). В качестве любопытного, хотя и единичного пока на Рудном Алтае факта следует отметить появление на верхних уровнях упомянутого месторождения блоков березитов (ассоциация серицит+карбонат+кварц), сменяющих по восстанию хлорит-серицит-кварцевые метасоматиты промежуточной зоны выщелачивания¹.

На выклиниваниях рудоносных структур в направлениях их восстания и воздымания над зоной серицит-кварцевых метасоматитов нередко фиксируется комплекс метасоматитов осаждения, в большинстве случаев представленных системами прожилков, пятен и гнезд в экранирующих средах. В составе последнего выделяются три зоны (снизу вверх): хлоритолитов, карбонат-хлоритовых метасоматитов, альбитовых и кварц-альбитовых метасоматитов (см. рис. 1, А). Подобного типа зональность с различной степенью полноты проявлена на Ново-Березовском, Иртышском, Греховском и Снегиревском месторождениях [3, 22]. Формирование поперечной к структурам зональности обусловлено диффузионным обменом компонентов раствора (K, SiO₂, S) с компонен-

¹ Березиты на верхних горизонтах Тишинского месторождения впервые были выделены И. П. Щербанем и Д. Г. Ажгиреем.

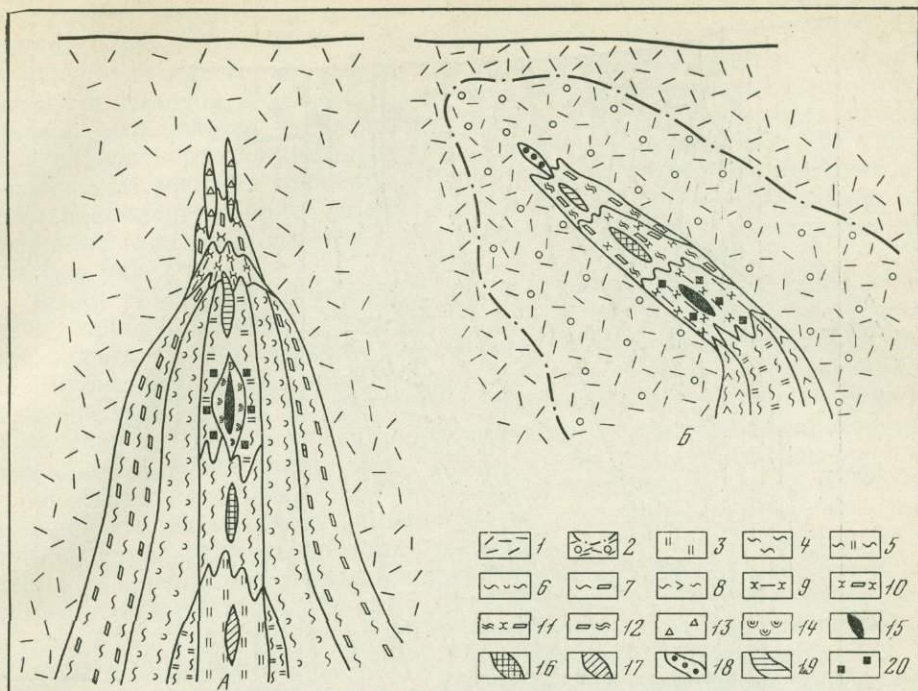
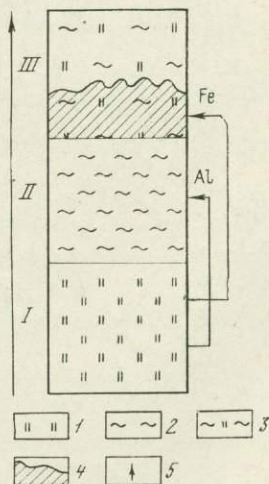


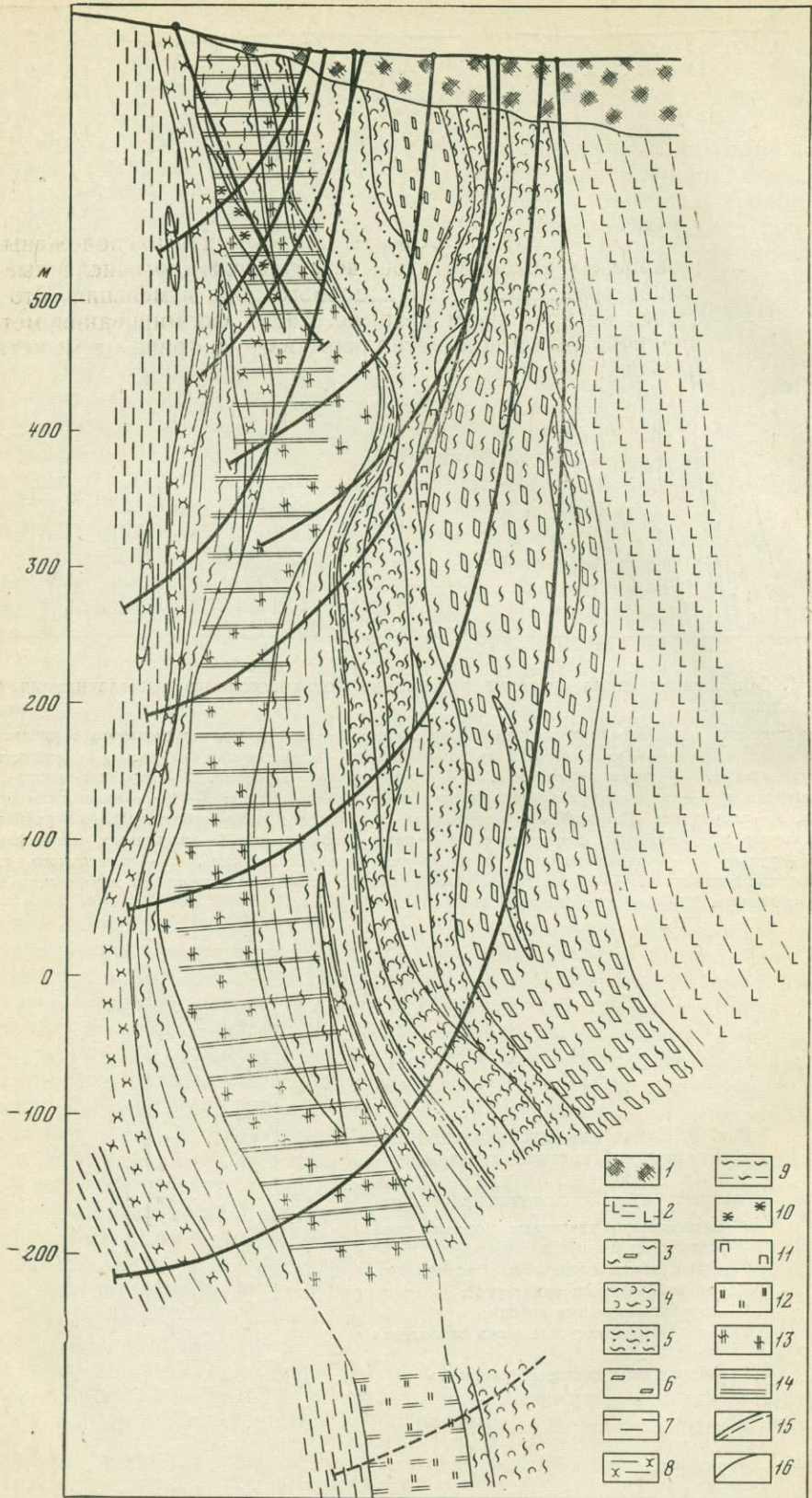
Рис. 1. Обобщенная схема строения рудоносных зон гипогенного выщелачивания (А) и осаднения (Б)

1 — вмещающая осадочно-вулканогенная толща пород; 2 — контур малоинтенсивного гидролитического разложения; 3—7 — метасоматиты выщелачивания: 3 — существенно кварцевые, 4 — существенно серицитовые, 5 — серицит-кварцевые, 6 — хлорит-серицит-кварцевые, 7 — карбонат-хлорит-серицит-кварцевые; 8 — неazonальные периферические зоны выщелачивания; 9—14 — метасоматиты осаднения: 9 — хлоритовые, 10 — карбонат-хлоритовые, 11 — серицит-хлорит-карбонатные, 12 — карбонат-серицитовые и существенно серицитовые, 13 — кварц-альбитовые, 14 — синрудные хлоритолиты; 15—20 — руды: 15 — медноколчеданные и колчеданно-полиметаллические, 16 — переходного типа, 17 — полиметаллические, 18 — барит-полиметаллические, 19 — полиметаллические и переходного типа нерасчлененные, 20 — серноколчеданные скопления

Рис. 2. Схема инфильтрационной метасоматической колонки выщелачивания (в отношении Al и Fe) вдоль главных путей движения растворов

1 — существенно кварцевые породы (зона выноса глинозема и железа);
 2 — существенно серицитовые породы (зона стабильности глинозема);
 3 — серицит-кварцевые породы;
 4 — пиритовое оруденение (зона накопления железа);
 5 — направление движения растворов





тами замещаемых пород (Na, Ca, Mg), причем последние в указанной очередности дифференцированно переводятся во вполне подвижное состояние и выносятся. В процессе становления продольной зональности ведущее значение приобретает инфильтрационный перенос компонентов, причем в тыловой зоне выщелачивания при образовании кварцитов в раствор вытесняются значительные массы глинозема и железа. Последовательное переотложение этих компонентов на более высоких гипсометрических уровнях приводит к формированию зоны серицитолитов и зоны накопления пирита среди серицит-кварцевых метасоматитов, содержание глинозема в которых соответствует таковому в исходных средах (см. рис. 2).

Вынос оснований на уровне выщелачивания и их последующее отложение при нейтрализации кислотных растворов обуславливают появление надрудных метасоматитов осаднения. Их зональное распределение по вертикали удовлетворительно объясняется явлениями фильтрационного эффекта [15, 17, 19, 12]. Следует, однако, отметить, что по суммарному масштабу развития эти образования ни в коей мере не сопоставимы с объемами выщелоченных сред. По-видимому, надрудный комплекс метасоматитов осаднения отражает вынос компонентов лишь с верхних уровней выщелачивания. Главная же часть оснований, вероятно, накопилась в тыловых зонах потока растворов и поступила на уровни наблюдения позднее «опережающей кислотной волны» в виде скоплений синрудных метасоматитов, которые тесно ассоциируют с сульфидами меди, свинца и цинка и совместно с ними отчетливо накладываются на метасоматиты выщелачивания, тяготея к внутренним зонам изменения. В составе синрудных новообразований выделяются хлоритовые, альбитовые, карбонатные, серицитовые и кварцевые породы, как мономинеральные, так и сочетающиеся между собой в различных относительных количествах. Главный минерал метасоматитов — магнезиальный хлорит. Установлена определенная зависимость масштаба развития синрудных образований от их положения в инфильтрационной колонке выщелачивания (см. рис. 2): по мере движения от тыловой зоны (Зырянское, Гусляковское месторождения) к фронтальной (Ново-Березовское месторождение) объем метасоматических скоплений резко возрастает.

Согласно исследованиям Д. И. Горжевского [5], рудноалтайские полиметаллические месторождения могут быть подразделены на следующие четыре типа, отличающиеся соотношениями основных металлов в рудах (в %; в скобках — средние значения):

	Сu	Zn	Pb
собственно полиметаллический	0—20 (10)	50—80 (65)	20—50 (35)
переходный к колчеданно-полиметаллическому	0—20 (10)	60—80 (70)	0—20 (10)
колчеданно-полиметаллический	20—50 (35)	50—80 (65)	0—20 (10)
медноколчеданный	50—80 (65)	20—40 (30)	0—20 (10)

Рис. 3. Размещение метасоматических образований в поперечном разрезе через центральную часть Тишинского месторождения

1 — рыхлые отложения; 2 — пропилитизированные и рассланцованные порфириты; 3—7 — продукты выщелачивания порфиритов; 3 — карбонат-хлорит-серицитовые сланцы, 4 — хлорит-кварц-серицитовые сланцы, 5 — кварц-серицитовые и существенно серицитовые сланцы, 6 — кварц-карбонат-серицитовые метасоматиты (березиты), 7 — углисто-известково-глинистые алевропелиты; 8—9 — продукты выщелачивания алевропелитов; 8 — хлорит-кварц-карбонат-серицитовые сланцы; 9 — карбонат-серицитовые и существенно серицитовые сланцы; 10—11 — продукты осаднения: 10 — хлоритолиты, 11 — кварц-альбит-карбонатные породы; 12 — кварциты центральной зоны выщелачивания; 13 — кварциты, наложенные на серицитовые сланцы центральной зоны выщелачивания; 14 — зоны промышленного полиметаллического оруденения; 15 — контакт ильинской и сокольной свит эйфельского яруса среднего девона; 16 — контакты пород

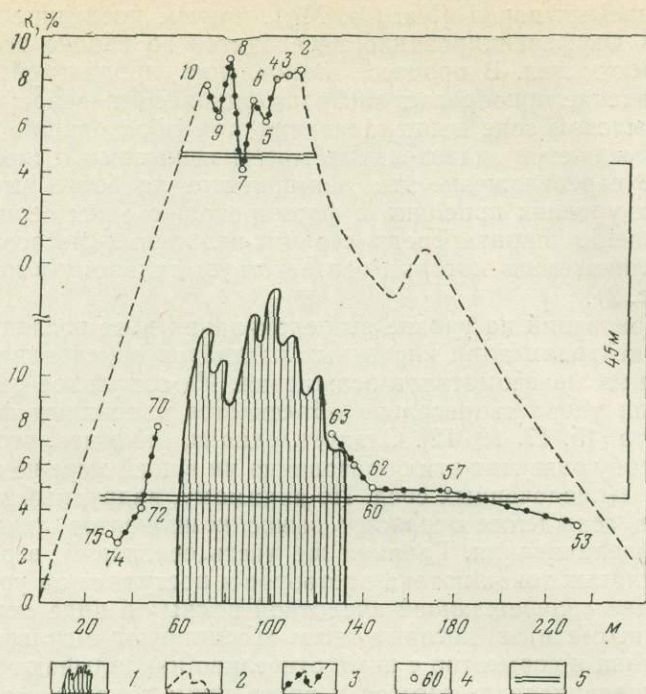


Рис. 4. Изменение содержаний калия в светлых слюдах Тишинского месторождения на уровне основной залежи и в надрудном пространстве

1 — контур рудной залежи; 2 — контур центральной зоны выщелачивания (кварц-серицитовых и существенно серицитовых метасоматитов); 3 — график изменений содержания калия в светлых слюдах; 4 — номера проб; 5 — изученные сечения рудной зоны

Метасоматиты рассматриваемой формации сопровождают в основном первые три типа месторождений. При этом установлена определенная зависимость между составом измененных пород и соотношениями меди, свинца и цинка в сопряженных с ними рудных залежах. Так, существенно кварцевые метасоматиты, обедненные пиритом, обычно ассоциируют с собственно полиметаллическим оруденением (Зырянское, Гуслияковское месторождения), умеренно пиритизированные существенно серицитовые метасоматиты — с оруденением переходного типа (Тишинское месторождение), а серицит-кварцевые метасоматиты на уровне их обогащения серноколчеданными скоплениями (см. рис. 2) — с залежами колчеданно-полиметаллического состава (Ново-Березовское, Стрежанское месторождения).

Если учесть, что продуктивные рудные ассоциации повсеместно накладываются на ранее сформировавшиеся серные колчеданы в условиях дефицита железа в минерализующих растворах [4], то степень накопления пирита в породах выступает как один из ведущих факторов концентрации основного медьсодержащего минерала руд — халькопирита. Соответственно колчеданность рудных залежей нарастает по мере движения от тыловой к фронтальной зоне инфильтрационной колонки выщелачивания.

Таким образом, выявленная закономерность позволяет прогнозировать ожидаемый тип оруденения во вновь вскрываемых центральных зонах выщелачивания по составу главной массы слагающих их метасоматитов. Что же касается обнаружения самих центральных зон, находящихся в скрытом залегании, то в этом отношении важную роль приобретают широкие ореолы изменений периферических зон, свидетельствующие

щие о наличии благоприятных для рудолокализации метасоматитов в поперечном к растворопроводящим структурам направлении. Конкретизация этого направления может быть проведена по описанной выше закономерной смене парагенезисов в пространстве с тенденцией к сокращению числа породообразующих минералов.

Весьма интересны в поисковом отношении надрудные зоны осаждения. Породы любой из охарактеризованных выше зон могут рассматриваться как индикаторы нижележащей зоны выщелачивания, потенциально рудолокализирующей.

Хотя все рудные объекты данного типа расположены среди серицит-кварцевых метасоматитов, встречаются многочисленные безрудные или слабо оруденелые зоны подобного рода изменений. Это находит объяснение во временном разрыве стадий формирования метасоматитов выщелачивания и полиметаллических руд, причем в межстадийный период могли изменяться план деформаций, характер сжатия структур и понижаться их проницаемость для восходящего потока рудоносных гидротерм.

Предварительная оценка рудоносности вновь выявляемых зон изменения может быть проведена на основе изучения ореолов калия, вытесненного из состава серицита метасоматитов выщелачивания при наложении на них сульфидов меди, свинца и цинка. Опыт показывает, что указанные ореолы повсеместно фиксируются в обрамлении концентрированных рудных скоплений (рис. 4), причем в направлении восстания и воздымания структур они распространяются выше контура сульфидных залежей на 200—250 м. В минералогическом отношении переотложение калия выражается в появлении среди светлых слюд мусковита, резко отличного по составу от фенгита замещаемых пород (см. таблицу). Степень накопления мусковита в метасоматитах, а также размеры ореолов и уровень концентрации в них калия косвенно могут указывать на объем нижележащих сульфидных масс.

Химический состав светлых слюд Ново-Березовского месторождения (в вес. %)

Окислы	1	2	3	4	5
SiO ₂	55,7	59,4	56,09	44,8	43,6
TiO ₂	0,27	0,32	0,26	0,36	—
Al ₂ O ₃	28,5	24,9	28,07	34,9	38,8
Fe ₂ O ₃	0,25	1,1	1,33	0,42	0,64
FeO	—	—	0,77	—	—
MnO	—	—	0,02	—	—
MgO	2,4	3,1	1,67	2,4	0,3
CaO	0,3	0,6	2,90	0,3	0,4
Na ₂ O	2,77	2,73	0,72	3,2	—
K ₂ O	6,1	4,1	3,7	7,7	12,0
H ₂ O ⁻	0,4	0,35	0,23	0,4	—
H ₂ O ⁺	4,2	4,1	4,07	5,1	5,2
Сумма	100,89	100,70	99,77	99,58	100,94

1—3 — фенгиты серицит-кварцевых метасоматитов; 4 — мусковит в зальбандах рудных залежей; 5 — мусковит из надрудных горизонтов. Анализы выполнены в лаборатории ИГН АН КазССР, аналитик О.И. Поток.

Кристаллохимические формулы слюд
(рассчитаны по методу И. Д. Борнеман-Старинкевич)

1. $(K_{0,5}Na_{0,36}Ca_{0,02}H_3O_{0,12})_{1,0}(Al_{1,74}Fe^{3+}_{0,01}Mg_{0,23}Ti_{0,01})_{1,99}(Si_{3,58}Al_{0,42})_{4,0}O_{10}(OH)_{2,0}$
2. $(K_{0,33}Na_{0,34}Ca_{0,04}H_3O_{0,29})_{1,0}(Al_{1,63}Fe^{3+}_{0,05}Mg_{0,29}Ti_{0,02})_{1,99}(Si_{3,77}Al_{0,23})_{4,0}O_{10}(OH)_{2,0}$
3. $(K_{0,3}Na_{0,09}Ca_{0,2}H_3O_{0,41})_{1,0}(Al_{1,72}Fe^{3+}_{0,06}Fe^{2+}_{0,04}Mg_{0,16}Ti_{0,01})_{1,99}(Si_{3,60}Al_{0,40})_{4,0}O_{10}(H)_{2,0}$
4. $(K_{0,65}Na_{0,41}Ca_{0,02})_{1,08}(Al_{1,62}Fe^{3+}_{0,02}Mg_{0,24}Ti_{0,02})_{1,90}(Si_{2,98}Al_{1,12})_{4,0}(O_{9,86}OH_{0,14})_{10}(OH)_{2,0}$
5. $(K_{1,02}Ca_{0,03})_{1,05}(Al_{1,94}Fe^{3+}_{0,03}Mg_{0,03})_{2,00}(Si_{2,90}Al_{1,10})_{4,0}(O_{9,95}OH_{0,05})_{10}(OH)_{2,0}$

ФОРМАЦИЯ РУДОНОСНЫХ КАРБОНАТ-ХЛОРИТОВЫХ МЕТАСОМАТИТОВ

Изучение большой группы месторождений, расположенных вне зон смятия среди слабо дислоцированных девонских толщ (Орловского, Золотушинского, Ново-Золотушинского, Риддер-Сокольного, Рубцовского, Таловского, Степного и ряда других), показало, что им свойствен существенно иной тип околорудных изменений по сравнению с региональными зонами смятия. Главное отличие заключается в преобладающем «фемическом» профиле околорудных метасоматитов, представляющих по существу рудоносные зоны осаждения, в то время как сопряженные с ними зоны выщелачивания в большинстве случаев безрудные. Основываясь на главных принципах формационного подразделения метасоматитов [20], представляется целесообразным указанный комплекс измененных пород выделить в самостоятельную метасоматическую формацию, характеризующую четко ограниченный в пространстве и во времени тип послемагматической минерализации.

Ореолы собственно околорудных изменений на объектах данного типа относительно невелики. По простиранию и восстанию структур они распространены за пределы контура рудных залежей на расстояние не свыше первых сотен метров, а по мощности редко превышают размеры сульфидных тел более чем в 3—4 раза. Морфология метасоматических скоплений не выдержанна. Если в нижних частях рудоносных структур нередко относительно концентрированные линзовидные тела метасоматитов, то по мере приближения к поверхности они распадаются на множество мелких гнезд, пятен и линз, в той или иной мере насыщающих вмещающие породы. На средних и верхних уровнях структур обычно залегание руд в неизменных породах. Ближе к поверхности наблюдается также возрастание роли выполнения открытых полостей кристаллическими и метаколлоидными минеральными агрегатами, что свойственно как нерудным, так и рудным образованиям.

На большинстве объектов рассматриваемого типа установлена тесная связь околорудных метасоматитов и руд с девонскими субвулканическими интрузиями альбитизированных липаритовых и липарит-дацитовых порфиров. При этом рудоносные метасоматиты осаждения либо приурочены непосредственно к местам выклинивания порфировых тел (рис. 5), либо удалены от них на расстояние до 200—250 м вдоль растворопроводящих разрывных нарушений. Зоны выщелачивания могут локализоваться в апикальных частях субвулканических интрузий или вытягиваться в виде протяженных струй на глубину в направлении корневых зон порфировых тел. Эти струи устанавливаются внутри порфировых интрузий во вмещающих вулкано-осадочных толщах (рис. 6).

В составе метасоматитов выщелачивания преобладают серицит-кварцевые разности, иногда содержащие гидрослюда. Характерна небольшая мощность метасоматических тел (обычно от нескольких десятков до 100—150 м) при весьма ограниченном развитии боковых диффузионных зон, слабо дифференцированных по составу.

Метасоматиты осаждения могут быть как однородными, так и отчетливо дифференцированными в пространстве. В последнем случае наиболее характерна продольная к структурам метасоматическая зональность: в нижней зоне накапливаются существенно хлоритовые образования, в средней — серицит-карбонат-хлоритовые метасоматиты с весьма варьирующими соотношениями минералов на различных месторождениях, а в верхней зоне — карбонат-серицитовые и существенно серицитовые метасоматиты (см. рис. 1, Б). Элементы аналогичного типа зональности иногда проявлены и по мощности тел метасоматитов.

На большинстве объектов рассматриваемого вида комплекс метасоматитов выщелачивания-осаждения окружен ореолом малоинтенсивного гидrolитического разложения, причем этот ореол (наиболее интенсив-

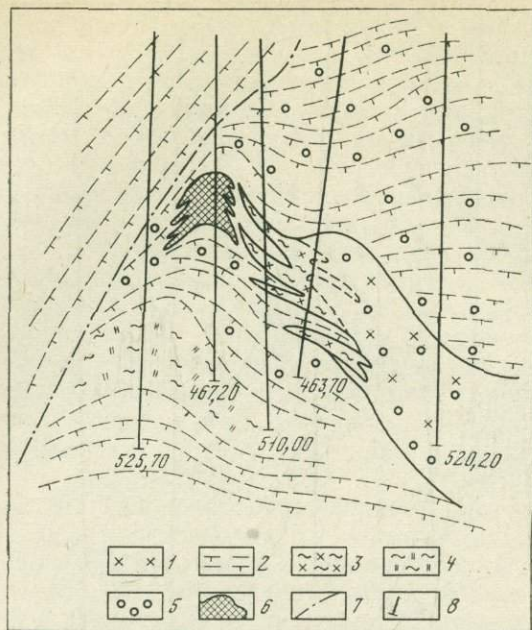


Рис. 5. Размещение метасоматитов и руд в разрезе рудной залежи Титовско-Гериховского участка (составлено с использованием материалов М. П. Астафьева)

1 — альбитизированные липаритовые порфиры; 2 — вмещающая осадочно-вулканогенная толща девонских пород; 3 — серицит-кварцевые метасоматиты по вмещающим вулканитам кислого состава; 4 — метасоматиты по другим породам; 5 — ореол малоинтенсивного гидролитического разложения пород; 6 — метасоматиты осаждения и колчеданно-полиметаллические руды; 7 — разрывные нарушения; 8 — скважины и их глубина

ный на уровне выщелачивания) выступает как внешняя зона гидротермально-измененных пород в целом (см. рис. 1, Б, рис. 5). Изменение затрагивает порфировые тела, а также вмещающие вулканогенные породы. В ходе процесса разлагаются полевые шпаты и первичные темноцветные минералы, причем возникают неazonальные пятнистые и прожилкововкрапленные скопления вторичного кварца, хлорита, серицита и реже карбоната. Первичные текстурно-структурные черты пород при этом сохраняются вполне отчетливо.

Серициты в составе всех рассмотренных разновидностей метасоматитов представлены фенгитами, в разной степени гидратированными. Хлориты варьируют по составу от магниезальных до железисто-магниезальных. Среди карбонатов господствует кальцит, а в отдельных случаях — доломит. Особенности химизма процесса выщелачивания-осаждения в общих чертах близки ранее рассмотренным при характеристике формации кварц-серицитовых метасоматитов. Следует лишь отметить, что гидролитическое разложение пород, очевидно, осуществлялось при вполне подвижном поведении щелочей и инертности всех прочих породообразующих компонентов.

Комплекс метасоматитов осаждения вместе с основной массой серных колчеданов предшествует отложению полиметаллических руд. Однако последние не сопровождаются какими-либо специфическими синрудными метасоматитами. В целом взаимоотношения околорудно-измененных пород и руд свидетельствуют об их сближенности во времени, возможном формировании из одной порции растворов.

Породы формации карбонат-хлоритовых метасоматитов сопровождают весь диапазон ранее указанных типов месторождений на Рудном Алтае — от медноколчеданных до полиметаллических. Им, как и формации

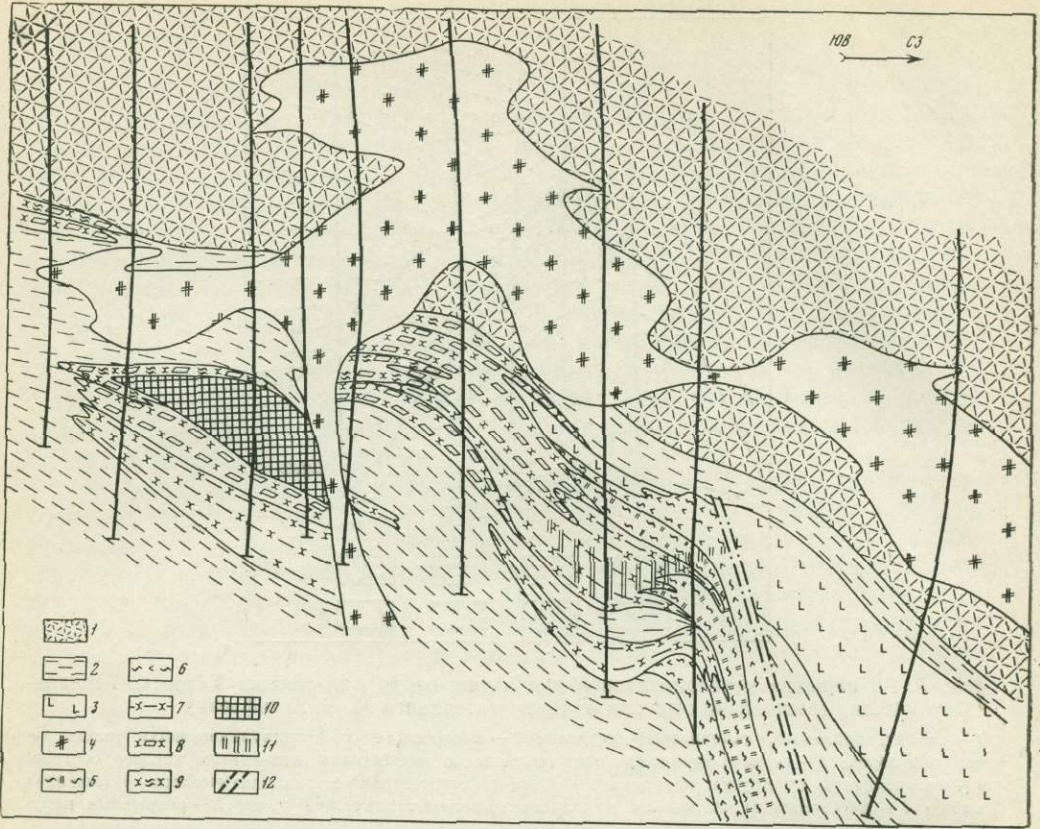


Рис. 6. Размещение околорудных метасоматитов в разрезе залежи Новой Орловского месторождения (составлено с использованием материалов А. М. Гинатулина)

1 — вулканогенные отложения таловской свиты среднего девона; 2 — вулканогенно-осадочные отложения лосишинской подсвиты среднего девона; 3 — андезитовые и андезит-дацитовые порфириды; 4 — кварцевые альбит-порфиры субвулканические; 5—6 — метасоматиты зоны выщелачивания: 5 — серицит-кварцевые, 6 — хлорит-серицит-кварцевые с карбонатом и реликтовым полевым шпатом; 7—9 — метасоматиты зоны осаднения: 7 — существенно-хлоритовые, 8 — хлорит-кальцитовые, 9 — хлорит-кальцит-серицитовые, кальцит-серицитовые и существенно серицитовые; 10 — массивные руды; 11 — вкрапленные руды; 12 — разрывные нарушения

кварц-серицитовых метасоматитов, свойственны определенные ассоциации околорудно-измененных пород и руд. Эти ассоциации нередко представлены с различной степенью полноты в пределах одного месторождения в виде зонально размещенных комплексов послемагматических образований. В составе последних на уровне нижней метасоматической зоны хлоритолиты ассоциируют с медными и цинково-медными рудами, выше, среди серицит-хлорит-карбонатных пород, размещается оруденение переходного и полиметаллического типов, в зоне карбонат-серицитовых и существенно серицитовых метасоматитов господствуют полиметаллические руды, и, наконец, на уровне развития редких пятен серицита и в неизмененных средах — барит-полиметаллические руды (см. рис. 1, Б).

Степень развития той или иной разновидности околорудно-измененных пород на разных рудных объектах тесно связана с преобладающим типом оруденения. Так, основную массу метасоматитов медноколчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений (Орловского, Золотушинского и др.) составляют существенно хлоритовые и карбонат-хлоритовые разновидности, а полиметаллических месторождений (Риддер-Сокольное) — карбонат-серицитовые. Месторождения переходного типа

(Ново-Золотушинское и др.) характеризуются промежуточными соотношениями главных породообразующих минералов в метасоматитах. В целом можно считать, что с возрастанием количества основной, «фемической» составляющей пород (хлорита) увеличивается содержание в рудах меди, а с повышением роли «сиалического» компонента (серицита) — количество свинца. В последнем случае заметно сокращается уровень концентрации в породах пирита.

Вследствие ограниченного развития карбонат-хлоритовых метасоматитов их поисковое значение также ограничено. Однако тесная временная и пространственная связь метасоматитов и руд приводит к тому, что на Рудном Алтае среди пологоскладчатых структур нет безрудных зон подобного типа изменений. Таким образом, вскрытие даже маломощных тел хлоритовых, карбонатных, серицитовых и смешанных разностей пород может рассматриваться как благоприятный признак обнаружения вблизи (от 1—2 до 100—150 м) рудных залежей. При этом по преобладающему типу метасоматитов, как отмечалось выше, представляется возможным прогнозировать и главенствующий на данном участке тип оруденения.

Весьма интересны в поисковом отношении ореолы изменения в порфириновых массивах и их экзоконтактах. Намечается следующий ряд соподчиненных поисковых признаков. Широкие ореолы гидротермического разложения в порфирах и вмещающих вулканогенных толщах (достигающие 300—500 м в поперечнике) указывают на возможность нахождения в их пределах скрытых зон выщелачивания. Последние, будучи выявленными, нуждаются в прослеживании в направлении восстания и воздымания контролируемых их структур. В области выклинивания зон выщелачивания или на продолжении этих зон можно ожидать вскрытия рудоносных карбонат-хлоритовых метасоматитов.

Следует отметить, что имеющийся статистический материал свидетельствует об определенной зависимости между размерами зон выщелачивания в порфиритах и масштабами сопряженного с этими зонами оруденения. Чем шире и интенсивнее проявлено серицит-кварцевое замещение в порфиритах (и иногда в их экзоконтактах), тем более крупные рудные залежи в зонах осаждения мы имеем основание ожидать.

ФОРМАЦИЯ РУДОНОСНЫХ БИОТИТ-ЭПИДОТ-ТАЛЬКОВЫХ МЕТАСОМАТИТОВ

На многих рудноалтайских полиметаллических месторождениях установлены следы контактового воздействия верхнепалеозойских гранитоидных интрузий на метасоматиты обеих охарактеризованных выше формаций. Так, на Орловском месторождении рудовмещающие хлоритолиты и карбонат-хлоритовые метасоматиты нередко замещены рассеянными пятнистыми и прожилково-вкрапленными скоплениями эпидота, цоизита, актинолита и биотита, причем количество новообразований нарастает по мере приближения к гранитоидной интрузии змеиногорского комплекса (C_2 — C_3), вскрытой в западной части рудной зоны. На отдельных участках в хлоритолитах фиксируются скопления позднего талька (устное сообщение В. П. Цетлина). Аналогичные по морфологии и составу образования известны также на Золотушинском и Ново-Золотушинском месторождениях, причем в последнем случае им сопутствуют прожилково-вкрапленные выделения пирротина, наложенные на колчеданно-полиметаллические руды. Пострудные кварц-пирротиновые жилы с гнездами железистого сфалерита, ассоциирующие с поздними биотитовыми и калишпатовыми метасоматитами, фиксируются и на участках Греховского и Снегиревского месторождений. Контактново-метаморфические продукты замещают здесь породы формации кварц-серицитовых метасоматитов и предположительно связаны с интрузией калбинского комплек-

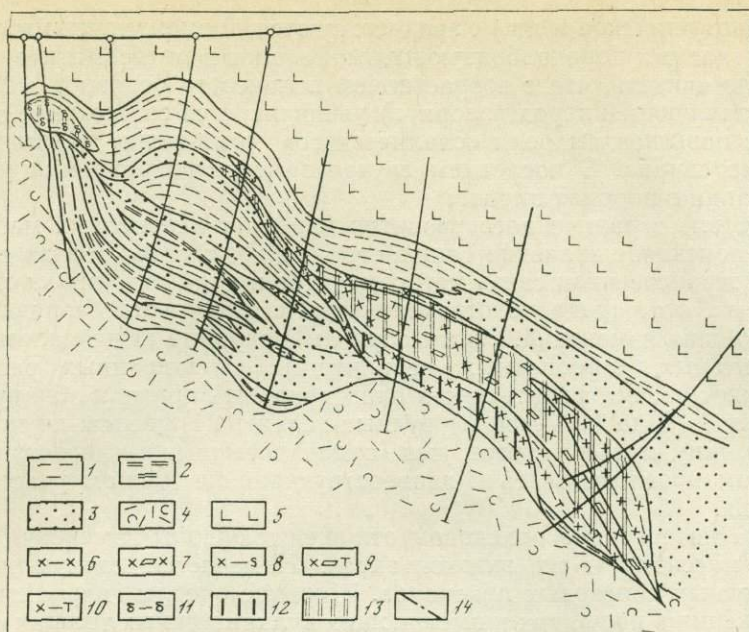


Рис. 7. Размещение метасоматических образований в поперечном разрезе через центральную часть Корбалихинского месторождения

1 — алевролиты и алевропелиты; 2 — кремнистые алевропелиты; 3 — туфопесчаники; 4—5 — вулканы: 4 — кислого состава, 5 — основного состава; 6—10 — метасоматиты: 6 — существенно хлоритовые, 7 — хлорит-карбонатные, 8 — кварц-карбонат-хлоритовые, 9 — хлорит-талк-карбонатные, 10 — хлорит-талковые; 11 — баритизация; 12 — «древние» медноколчеданные руды; 13 — регенерированные полиметаллические руды; 14 — разрывные нарушения

са (Р), скрытой на глубине. Более интенсивные контактовые и контактово-инфильтрационные процессы приводят к глубокому перерождению рудных зон месторождений. Примером может служить Майское месторождение, участок которого расположен в термическом поле интрузии змеиногорского комплекса. Вследствие контактово-инфильтрационного воздействия этой интрузии околорудные хлоритолиты и кварц-хлоритовые метасоматиты в значительной мере замещались актинолит-эпидотовыми скарноидами (иногда с гранатом), а несколько позднее — тальковыми и калишпатовыми метасоматитами (с флюоритом и апатитом). Рудные залежи при этом претерпели частичную или полную регенерацию, что выразилось в появлении рудных ассоциаций, парагенных с высокотемпературными минералами метасоматитов или наложенных на эти метасоматиты [21].

В качестве существенно преобразованного следует рассматривать и Корбалихинское месторождение (северо-запад Рудного Алтая). Здесь установлены две стадии формирования измененных пород, причем ранняя характеризовалась образованием хлоритолитов, а поздняя — тальковых и карбонат-талковых метасоматитов [23, 2]. Выполненные в последние годы расчеты распределения палеотемпературного поля близлежащей Каменской интрузии змеиногорского комплекса показали, что участок месторождения перекрывается изоградой 400°С (устное сообщение Ю. И. Демина и Г. Г. Королева). Учитывая эти данные, а также аналогичные материалы по другим метаморфизованным месторождениям Рудного Алтая, продукты поздней стадии можно рассматривать как контактово-инфильтрационные образования. Соответственно представляется возможным выделить в рудной зоне месторождения раннюю и позднюю рудно-метасоматические ассоциации (рис. 7). Первая по основ-

ным чертам соответствует образованиям рассмотренной выше формации карбонат-хлоритовых метасоматитов. Что же касается тальковых масс, сопровождающих регенерированные полиметаллические руды, то они формировались практически целиком за счет раннего железо-магнезиального хлорита, переходившего вначале в магнезиальную разность, а затем уже в тальк. Вытесненное в этом процессе железо переотлагалось в виде новообразований пирита, а глинозем концентрировался в висячем боку рудной зоны в форме скоплений серицита. Следует отметить, что близкие явления, возможно, с несколько меньшей интенсивностью отмечаются и на других месторождениях (Семеновском, Лазурском и др.).

Данные о регенерации рудных масс под воздействием теплового поля интрузий явились составным элементом представления о полигенном и полихронном характере полиметаллического оруденения на Рудном Алтае [25]. Появление группы специфических метасоматитов, сопровождающих регенерированные руды, имеющих четкую геологическую позицию и достаточно широко распространенных в регионе, делают правомерным постановку вопроса о выделении самостоятельной метасоматической формации, условно названной формацией биотит-эпидот-тальковых метасоматитов. Следует отметить, что в будущем, по мере накопления материалов, характеризующих эту формацию, возможно, будет целесообразным ее подразделение на несколько самостоятельных формаций, связанных с одновременными интрузивными комплексами.

Приведенные выше примеры характеризуют регенерацию рудного вещества в условиях прогрессивной ступени метаморфизма и при этом в основном на месте первичного залегания руд. Однако имеются данные о заметных масштабах «отгонки» металлов в рассматриваемом процессе с последующим их переотложением в благоприятных условиях на регрессивной ступени метаморфических преобразований. Подобного рода явления были описаны Ю. И. Деминим и другими исследователями [8, 9] на Старковском месторождении, где регенерированное полиметаллическое оруденение локализуется как непосредственно в контуре «древних» руд (в ассоциации с биотитом, эпидотом, актинолитом), так и за пределами этого контура, причем в последнем случае рудным минералам сопутствуют кварц и серицит.

Приведенные наблюдения определяют поисковую значимость метасоматитов рассматриваемой формации. Поскольку многие разности относительно высокотемпературных метасоматических новообразований (тальковые, калишпатовые, биотитовые) развиваются за счет ранее сформированных измененных пород формаций кварц-серицитовых и карбонат-хлоритовых метасоматитов, роли их при поисках и прогнозировании в целом равнозначны. В то же время значительный масштаб высокотемпературного замещения рудоносных зон выщелачивания или осаждения, свидетельствующий о повышенной интенсивности контактово-инфильтрационных процессов, косвенно указывает на вероятность обнаружения в ближайшем обрамлении этих зон переотложенных рудных скоплений.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ материалов по окологрудным изменениям вмещающих пород полиметаллических месторождений Рудного Алтая показывает, что подавляющая масса промышленного оруденения (не менее 85% промышленных запасов) сопровождается образованиями двух формаций: кварц-серицитовых и карбонат-хлоритовых метасоматитов. Обе формации сближает сочетание явлений выщелачивания и осаждения, однако для первой характерно наибольшее развитие в окологрудном пространстве протяженных и сложно дифференцированных зон серицит-кварцевого замещения с телескопированным наложением на них синрудных и руд-

ных продуктов, в то время как на месторождениях второго типа развиты относительно небольшие по размерам зоны хлорит-карбонатного (с серицитом) метасоматоза, сопутствующего сульфидному оруденению.

Представляется, что в процессе формирования разнотипных групп месторождений весьма важную роль сыграла структурная позиция соответствующих рудных проявлений, определившая вертикальный интервал путей движения растворов и продолжительность их инфильтрации.

По-видимому, региональные разрывные структуры, контролирурующие образования формации кварц-серицитовых метасоматитов, вскрывали материнские очаги на весьма значительных глубинах, благодаря чему на большом по вертикали интервале путей движения гидротерм могла в полной мере реализоваться «кислотно-щелочная дифференциация» растворов [14, 17, 18] с появлением опережающей кислотной волны, а затем и тыловой волны потока, обогащенной основаниями и рудными компонентами. При этом значительный масштаб развития диффузионных зон выщелачивания свидетельствует о длительности инфильтрации растворов [10], что характерно для долгоживущих типов растворопроводящих структур.

Существенно иные условия формирования свойственны месторождением формации карбонат-хлоритовых метасоматитов. В большинстве случаев они локализируются в небольших по протяженности и амплитуде смещений разрывах, контролирующих размещение порфиров субвулканической фации и, вероятно, являющихся синвулканическими структурами. Относительно малая их протяженность на глубину, а также кратковременность инфильтрации по ним минерализующих гидротерм выразились в слабом проявлении диффузионных процессов на уровне выщелачивания, резкой смене условий выноса оснований условиями их осаждения при переходе к экранирующим средам с тесно пространственно совмещенным и близко одновременным отложением комплекса петрогенных и металлогенных образований.

Минеральные ассоциации двух отмеченных метасоматических формаций относятся к низкотемпературным образованиям. Большинство из них, судя по данным гомогенизации газовой-жидких включений, отлагалось в интервале температур 300—200°С. Под воздействием контактовых и контактово-инфильтрационных процессов, связанных с внедрением верхнепалеозойских гранитоидных интрузий, ранние ассоциации преобразовывались в поздние — более высокотемпературные, объединенные в формацию биотит-эпидот-талковых метасоматитов. Эта формация сопровождается на Рудном Алтае регенерированным полиметаллическим оруденением.

Различные условия формирования метасоматитов рассмотренных формаций и разные виды их связи с оруденением определяют дифференцированный подход при разработке и практическом использовании поисковых критериев скрытых рудных залежей разного типа.

ЛИТЕРАТУРА

1. Андреева О. В. Основные черты окolorудных изменений на месторождениях полиметаллической формации (на примере месторождений Тишинское (Рудный Алтай) и Хандиза (Южный Узбекистан).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 2.
2. Венцловайте Е. И. Окolorудный метаморфизм вмещающих пород Корбалихинского колчеданно-полиметаллического месторождения (Рудный Алтай). М., 1974.
3. Воробьев Ю. Ю. Геолого-генетические особенности и зональность Иртышского полиметаллического месторождения на Алтае. Госгеолтехиздат, 1963.
4. Горжевский Д. И. О двух генетических типах минеральных ассоциаций (на примере полиметаллических месторождений Алтая).— Минерал. сб. Львов. геол. о-ва, 1960, № 14.
5. Горжевский Д. И. Типы полиметаллических месторождений Рудного Алтая.— Докл. АН СССР, 1970, 193, № 1.

6. Горжевский Д. И., Чекваидзе В. Б. История геологического развития и метасоматические формации колчеданно-полиметаллических провинций.— Материалы Всесоюзного симпозиума «Метасоматизм и колчеданное оруденение». Ереван, 1975.
7. Горжевский Д. И., Чекваидзе В. Б., Исакович И. З. Типы полиметаллических месторождений Рудного Алтая, их происхождение и методы поисков. «Недра», 1977.
8. Демин Ю. И., Ловчук В. В. Температурный режим формирования Белоубинского гранитного массива и вопросы генезиса полиметаллической минерализации Старковского рудного поля (Рудный Алтай).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 4.
9. Демин Ю. И., Брызгалова Г. С., Кропачев С. М., Сухарев Н. Г., Яковлев Г. Ф. Геологическая обстановка полигенного оруденения в Белоубинской зоне (Рудный Алтай).— Изв. высш. учебн. заведений. Геол. и разв., 1976, № 8.
10. Жариков В. А., Зарайский Г. П. Экспериментальные исследования метасоматизма: состояние, перспективы.— Геол. рудн. месторожд., 1973, № 4.
11. Жариков В. А., Омеляненко Б. И. Некоторые проблемы изучения вмещающих пород в связи с металлогеническими исследованиями.— В кн.: Изучение закономерностей размещения минерализации при металлогенических исследованиях. «Недра», 1965.
12. Жариков В. А., Дюжикова Т. Н., Максакова Э. М. Экспериментальное и теоретическое исследование фильтрационного эффекта.— Изв. АН СССР Сер. геол., 1962, № 1.
13. Иванкин П. Ф., Иншин П. Б., Кузубный В. С. Рудные формации Рудного Алтая. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1961.
14. Коржинский Д. С. Метасоматическая зональность при околотрещинном метаморфизме и жилы.— Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1946, ч. 75, вып. 4.
15. Коржинский Д. С. Фильтрационный эффект в растворах и его значение в геологии.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1947, № 2.
16. Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов.— В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. Изд-во АН СССР, 1953.
17. Коржинский Д. С. Режим кислотности послемагматических растворов.— Изв. АН СССР, 1957, 122, № 2.
18. Коржинский Д. С. Гидротермальная кислотно-щелочная дифференциация.— Докл. АН СССР, 1966, 170, № 2.
19. Овчинников Л. Н. Некоторые закономерности магматогенного рудообразования (по экспериментальным данным).— В кн.: Генетические проблемы руд. Госгеолтехиздат, 1960.
20. Омеляненко Б. И. О критериях формационной самостоятельности и классификации метасоматитов.— Геол. рудн. месторожд., 1975, № 3.
21. Сидоренко З. В., Еришова М. К. Изменения боковых пород Березовогогорского месторождения на Алтае.— Материалы ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1960, вып. 33.
22. Чекваидзе В. Б. Гидротермально-метасоматические изменения вмещающих пород Новоберезовской рудоносной зоны на Алтае.— Вестн. АН КазССР, 1960, № 11.
23. Чекваидзе В. Б. Метасоматические изменения вмещающих пород Корбалихинского месторождения на Рудном Алтае.— Тр. ЦНИГРИ, 1971, ч. 17, вып. 96.
24. Чекваидзе В. Б., Исакович И. З. Условия формирования послемагматической минерализации Тишинского месторождения.— Сов. геология, 1971, № 6.
25. Яковлев Г. Ф., Хисамутдинов М. Г., Демин Ю. И. Полигенность и полихронность колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая.— Геол. рудн. месторожд., 1975, № 3.

ОСОБЕННОСТИ РУДНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ В ПАЛЕЗОЙСКИХ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЯХ

В. И. Величкин, И. М. Воловикова

Анализ геологического строения и сопоставление наиболее общих геологических особенностей различных палеозойских складчатых областей показывает, что по условиям геотектонического развития, режиму осадконакопления и специфическим особенностям магматизма такие структурно-формационные зоны можно разделить на три существенно различающихся типа [3, 6]. К первому относятся складчатые области, возникшие на месте геосинклинальных систем, в основном завершивших развитие в геосинклинальную стадию. Они характеризуются интенсив-

ным прогибанием, формированием мощных толщ осадочных и вулканогенных образований среднего-основного состава, широким развитием базит-гипербазитовых интрузивов и умеренно-кислых гранитоидов, производных базальтовой магмы. Подчиненное распространение в этих областях имеют кислые и субщелочные граниты и их вулканоплутонические аналоги.

Складчатые области второго типа образовались на месте подвижных зон, в которых преимущественно развиты процессы орогенной стадии. Они характеризуются менее интенсивным прогибанием, преимущественно терригенно-осадочным характером отложений и интенсивным развитием кислых, ультракислых, иногда субщелочных вулканоплутонических и плутонических магматических комплексов при резко подчиненном распространении базальтоидного магматизма.

В складчатых областях третьего типа примерно с одинаковой интенсивностью проявлены процессы геосинклинальной и орогенной стадий развития. Для них типичны как довольно мощные толщи вулканогенно-осадочных образований, включающие базит-гипербазитовые интрузивы, и умеренно-кислые граниты — продукты дифференциации базальтовой магмы, так и большие массы кислых и субщелочных гранитов различной глубинности и их субвулканических аналогов.

Анализ металлогенических особенностей складчатых областей отмеченных типов показывает, что неодинаковая направленность их геологического развития обусловила и резкие различия проявленных в этих регионах метасоматических процессов и связанных с ними концентраций рудных элементов (см. таблицу).

В складчатых областях первого типа наиболее характерны такие рудно-метасоматические формации, как скарново-железорудная, скарново-медная (медно-молибденовая), кварц-серицит-хлоритовая медноколчеданная, серпентиновая с хризотил-асбестом, пропилитовая медно-молибденовая и полиметаллическая, березитовая золоторудная и полиметаллическая. Значительно менее распространены в этих областях грейзены, щелочные метасоматиты и связанные с ними проявления эндогенного оруденения, а также низкотемпературные измененные породы типа аргиллизитов и кварц-гидрослюдистые метасоматиты.

В регионах, относящихся к складчатым областям второго типа, наиболее широко развиты следующие рудно-метасоматические формации: грейзеново-оловянная, нередко с вольфрамом; грейзеново-вольфрамовая, иногда с молибденом; березитовая с полиметаллами, сурьмой, сурьмой и золотом или с флюоритом. Распространены минеральные ассоциации гидрослюдисто-аргиллизитовой урановорудной формации. Подчиненное значение имеют скарново-железорудные, скарново-полиметаллические и альбититовые образования. Незначительно проявлены или полностью отсутствуют скарново-медная, пропилитовая и кварц-серицит-хлоритовая медноколчеданная формации.

Наибольшее разнообразие рудно-метасоматических образований характерно для складчатых областей третьего типа. Здесь широко распространены скарново-железорудная, скарново-полиметаллическая, скарново-шеелитовая, березит-золоторудная, березит-полиметаллическая и медно-полиметаллическая формации. Нередко встречаются образования типа вторичных кварцитов с медным, молибденовым и золото-сульфидным оруденением; альбитит-золото-сульфидные образования; грейзены с редкометальной минерализацией; березит-урановорудные и альбитит-урановорудные минеральные ассоциации. Подчиненное развитие имеют пропилитовая полиметаллическая и кварц-серицит-хлоритовая колчеданная рудно-метасоматическая формации.

Таким образом, перечень рядов рудно-метасоматических формаций, характерных для складчатых областей различных типов, показывает, что изменение направленности геологического развития подвижных зон

Типы палеозойских складчатых областей и их основные седиментационные, магматические и рудно-метасоматические формации

Тип палеозойских складчатых областей	Характер геотектонического развития	Осадочные и вулканогенно-осадочные формации	Интрузивные и вулкано-интрузивные формации	Рудно-метасоматические формации (от широко распространенных до редко встречающихся)
<p>I</p> <p>С преобладанием процессов геосинклинальной стадии развития</p>	<p>Интенсивное прогибание, складкообразование, общая стабилизация</p>	<p>Кремнисто-яшмовая, углисто-кремнистая, терригенно-вулканогенная, андезито-базальтовая, спилит-кератофировая</p>	<p>Габбро-пироксенит-перидотитовая, габбро-плагиигранитная, габбро-диорит-гранодиоритовая</p>	<p>Скарново-железородная, скарново-медная (медно-молибденовая), кварц-серицит-хлоритовая медноколчеданная, пропилитовая медно-молибденовая и полиметаллическая, березит-золоторудная и полиметаллическая, грейзеново-вольфрамовая</p>
<p>II</p> <p>С преобладанием процессов орогенной стадии развития</p>	<p>Небольшое прогибание, складкообразование, контрастные блоковые движения</p>	<p>Флишоидная, карбонатно-терригенная, угленосная, молассовая</p>	<p>Гранитная, липарито-гранитная, граносиенитовая</p>	<p>Грейзеново-оловянная с вольфрамом, грейзеново-вольфрамовая с молибденом, березит-поллиметаллическая, сурьмяная, золото-сурьмяная или флюоритовая, гирослюдисто-урановорудная, скарново-железородная и полиметаллическая</p>
<p>III</p> <p>Геосинклинально-орогенный</p>	<p>Значительное прогибание, складкообразование, контрастные блоковые движения</p>	<p>Кремнисто-диабаз-спилитовая, туфогенно-осадочная, углисто-кремнистая флишоидная, глинисто-сланцевая, молассовая</p>	<p>Габбро-диабазовая, габбро-вая, габбро-диорит-гранодиоритовая, гранитная, граносиенитовая¹</p>	<p>Скарново-железистая скарново-полиметаллическая и шеелитовая, березит-золоторудная, полиметаллическая и медно-полиметаллическая, вторичные кварциты с медным, молибденовым и золото-сульфидным оруденением, альбитит-золото-сульфидная, грейзеново-редкометальная, березит-урановорудная, альбитит-урановорудная</p>

влечет за собой, с одной стороны, изменение характера и масштабов проявленных в них метасоматических процессов, с другой — неодинаковую металлогеническую специализацию однотипных метасоматитов, развитых в различных геологических обстановках. Иными словами, в структурно-фациальных зонах с неодинаковым развитием по-разному проявлены последовательно сменяющиеся одна другую раннещелочная и кислотная, сопряженная с позднещелочной, стадии обобщенного послемагматического цикла, установленного Д. С. Коржинским [1]. В складчатых областях первого типа резко преобладают процессы ранней щелочной и частично кислотной стадий. В складчатых областях второго типа более характерны измененные породы кислотной стадии и сопряженные с ними позднещелочные образования и менее распространены раннещелочные минеральные ассоциации. В складчатых областях третьего типа относительно равномерно проявлены процессы всего послемагматического цикла.

Несомненно, что каждая складчатая область имеет свою специфику, которая нередко затушевывает отмеченные общие тенденции. Более детальная характеристика последних дана авторами на примере конкретной палеозойской складчатой области второго типа. Палеозойская геосинклиналь, на месте которой сформировалась рассматриваемая складчатая область, характеризуется следующими специфическими чертами.

1. Небольшая мощность осадков раннего (геосинклинального) этапа развития, их преимущественно глинисто-песчанистый состав с участием углистых отложений и слабое развитие вулканогенных образований среднего-основного состава.

2. Отсутствие соскладчатых батолитоподобных гранитоидов, производных базальтоидной магмы.

3. Интенсивные пластические, а затем хрупкие деформации геосинклинальных отложений и синхронное с ними дробление пород кристаллического фундамента на рубеже собственно геосинклинального и орогенного этапов развития.

4. Интенсивное проявление орогенных процессов, выразившихся в блоковых перемещениях складчатого основания, накоплении молассовых отложений и формировании больших масс гипабиссальных многофазных кислых гранитов и их субвулканических аналогов в виде толщ липаритовой формации.

Характерно, что граниты размещены в основном в устойчиво воздымавшемся на протяжении палеозоя тектоническом блоке, сложенном кристаллическими породами, в то время как молассовые отложения и образования липаритовой формации локализируются по периферии указанного блока, слагая орогенные впадины. Граниты слагают батолитоподобные тела, кровля которых в период становления находилась в 1,5—2 км от поверхности. Их ранние фазовые разновидности представлены различными по структуре биотитовыми гранитами, поздние — лейкократовыми калиевыми гранитами, специализированными в отношении олова, фтора, лития, рубидия и урана.

Среди широко распространенных в рассматриваемой области разрывных нарушений выделяются крупные глубоко заложенные разломы с длительной историей формирования. Некоторые из них характеризуются, по данным структурной геофизики, весьма глубоким, возможно, подкоровым проникновением.

Многочисленные и разнообразные по минеральному составу метасоматические и рудные тела частично возникли после биотитовых гранитов (скарновые), а в основном сформировались после внедрения лейкократовых гранитов, в завершающие стадии орогенного развития данной области. Характерна устойчивая пространственная и временная связь определенных типов метасоматитов с теми или иными рудными проявлениями, что позволило выделить рудно-метасоматические формации. Каждая из них отражает обособленный тектоническими движениями во вре-

мени и пространстве период проявления определенного петрогенетического процесса, являющегося звеном в общем прерывисто-непрерывном послемагматическом цикле минералообразования, продолжавшемся около 70 млн. лет. В начале таких периодов формировались метасоматиты, а затем — жильная или вкрапленная рудная минерализация. Выделяются следующие рудно-метасоматические формации (от древних к молодым): скарново-железо-цинковая, альбитит-оловянная, грейзеново-вольфрамо-оловянная, березит-сурьмяно-полиметаллическая с флюоритом, кварц-гидрослюдисто-урановорудная.

Проявления скарново-железо-цинковой формации представлены пластовыми залежами инфильтрационно-биметасоматических известковых скарнов, среди которых в реликтах присутствуют магнезиальные скарны. Известковые скарны подверглись актинолитизации. В ассоциации с актинолитом выделились магнетит, пирит, сфалерит, образующие места крупные линзовидно-пластовые тела вкрапленных руд. В состав некоторых скарновых и апоскарновых минералов (гранат, людвигит, актинолит) входит в изоморфной форме олово.

Новообразования всех последующих рудно-метасоматических формаций контролируются трещинами и более крупными разрывами, которые обычно являются элементами зон протяженных длительно развивающихся разломов.

Альбититы с вкрапленностью касситерита слагают жилообразные или штокверковые тела, которые пересекают рудоносные скарны и в свою очередь эмитируются грейзенами. В их составе наряду с альбитом отмечаются эпидот, хлорит, кальцит, реже флюорит.

Грейзены, несущие касситеритовое и вольфрамит-шеелитовое оруденение, наиболее широко распространены в характеризуемой области. Среди них в зависимости от состава вмещающих пород выделяются три фации: грейзеново-апогранитная, грейзеново-апооговиковая и грейзеново-апоскарновая. Минеральные ассоциации первых двух фаций соответственно локализируются в гранитах и ороговикованных породах их экзоконтактов. Они образуют изометрические тела и штокверки либо жильные зоны и сложены кварцем, мусковитом (серицитом), топазом, литиевыми слюдами, флюоритом, касситеритом, арсенопиритом, реже вольфрамитом. Проявления грейзеново-апоскарновой фации приурочены к скарнам, в которых слагают пластообразные залежи тонкозернистого касситерита или шеелита, ассоциирующих с хлоритом, флюоритом, серицитом, кварцем, кальцитом, гематитом, а также переменными количествами сульфидов (сфалерит, пирит, арсенопирит).

Метасоматиты и оруденение охарактеризованных выше формаций пространственно и генетически связаны с гипабиссальными гранитами. Данные образования локализируются преимущественно в экзоконтактовом ореоле гранитов, охватывая сравнительно небольшой по вертикали и горизонтально интервал (500—600 м). Среди указанных метасоматитов наблюдается температурная зональность. В известковых скарнах она выражена в закономерном расположении возле гранитов высокотемпературных пироксен-гранатовых разновидностей, а на удалении от них — более низкотемпературных пироксен-эпидотовых скарнов. В грейзенах температурная зональность проявлена в уменьшении роли кварц-топазовых пород по мере удаления от гранитов и преобладании тонкочешуйчатого серицита над мусковитом. Скарны, альбититы и грейзены связаны геохимической общностью, которая выражается в зараженности данных метасоматитов цинком, оловом, мышьяком, фтором. Формирование характеризуемых рудно-метасоматических формаций происходило при последовательном нарастании кислотности растворов на фоне постепенного понижения температуры от 500 до 350° С. Вместе с тем взаимодействие растворов с различными по составу вмещающими породами привело к локальным нарушениям общей направленности изменения режима

кислотности-щелочности. Так, при образовании апоскарновых грейзенов произошло повышение щелочности грейзенизирующих растворов, в результате чего возникли хлорит-серицит-флюоритовые породы.

Формирование более поздних березитовых метасоматитов и связанной с ними сурьмяной, полиметаллической и флюоритовой минерализации протекало в системах сближенных разрывов, являющихся элементами крупных длительно развивавшихся разломов. Березиты слагают зональные пластообразно-линзовидные тела, внутренние зоны которых сложены агрегатами кварца, серицита, параанкерита (в альбит-актинолитовых сланцах) или кварцем и серицитом (в слюдяных сланцах). Они вмещают уплощенные штокверковые залежи антимонит-бертьеритовых руд, кварцевые жилы с галенитом, сфалеритом и другими сульфидами, а также кварц-флюоритовые жилы. Характерно, что указанные образования оторваны во времени и пространстве от гипабиссальных гранитов, находясь в ряде случаев на значительных расстояниях от последних.

Кварц-гидрослюдисто-урановорудная формация является наиболее поздней, наложенной на березиты. Она представлена маломощными метасоматическими ореолами, в которых залегают кварц-карбонатные и карбонатные жилы с настураном. Упомянутые образования контролируются отдельными разрывами региональных разломов глубокого заложения и наиболее интенсивно проявлены в тех из них, которые характеризуются наиболее глубоким проникновением в земную кору. В кислых по составу вмещающих породах внутренние зоны метасоматитов имеют кварц-гидрослюдистый состав, в основных породах (скарны, амфиболиты, метадиабазы) — гидрослюдисто-хлорит-карбонатный. Рудосопровождающие метасоматические образования представлены адуляром, хлоритом и гематитом. Специфическими особенностями метасоматитов данной формации являются тонкодисперсность слагающих их минералов, неравновесность метасоматических замещений и присутствие метастабильных смешанно-слоистых минералов (гидрослюда, ди-, триоктаэдрический хлорит). Отмеченные признаки присущи обычно низкотемпературным гидротермальным образованиям [4]. Для кварц-гидрослюдистых метасоматитов необходимы высокий окислительный потенциал (наличие гематита), низкая активность серы (ничтожное развитие сульфидов) и высокая активность CO_2 . Характерна пространственная связь кварц-гидрослюдисто-урановорудных проявлений с лейкократовыми гипабиссальными гранитами. Однако эта связь не генетическая, а парагенетическая, будучи обусловлена структурной общностью каналов движения от материнского глубинного очага вначале кислой магмы, а затем гидротермальных ураноносных растворов.

Общими особенностями двух последних рудно-метасоматических формаций являются значительное их распространение по вертикали (1,0—1,5 км), отсутствие температурной зональности и выдержанность типоморфных парагенезисов, тонкозернистый характер выделения минералов, образующих метасоматические ореолы. Формирование минеральных ассоциаций березит-сурьмяно-полиметаллической и гидрослюдисто-урановорудной формаций протекало при температурах соответственно 270—240 и 200—150° С.

Таким образом, в палеозойской подвижной зоне, характеризующейся интенсивным проявлением процессов орогенного этапа развития и формированием больших масс специализированных гипабиссальных кислых гранитов, возник последовательный ряд рудно-метасоматических формаций, общими особенностями которых являются ограниченное развитие минеральных ассоциаций раннещелочной стадии (по Д. С. Коржинскому), представленных скарнами, альбититами и связанным с ними оруденением, и широкое распространение новообразований кислотной и сопряженной с ней позднещелочной стадий (грейзеново-вольфрам-оловянная, в меньшей степени — березит-сурьмяно-полиметаллическая с

флюоритом и кварц-гидрослюдисто-урановорудная формации). При общем последовательном нарастании кислотности растворов, формировавших упомянутые формации, отмечается локальное повышение щелочности растворов, вызванное взаимодействием их с вмещающими породами различного состава. Этим обусловлено возникновение фациальных разновидностей в грейзенах, березитах и кварц-гидрослюдистых метасоматитах.

Все характеризуемые рудно-метасоматические формации образовались в условиях малых глубин, что предопределило следующие их особенности: 1) околотрещинный характер большинства метасоматитов и приуроченность рудно-метасоматических образований к зонам длительно развивавшихся разломов глубокого заложения; 2) резкий перепад температур формирования от 500 для скарново-железо-цинковой формации до 150—200° С для кварц-гидрослюдисто-урановорудной; 3) наличие температурных фаций в составе скарновой и грейзеновой формаций; 4) преобладание тонкозернистых структур для метасоматитов всех формаций, что свидетельствует об относительно быстрой кристаллизации метасоматических минералов; 5) постоянное присутствие в минеральных ассоциациях всех формаций флюорита и частично — карбонатов, что указывает на насыщенность гидротермальных растворов летучими компонентами, которые легко переносятся в характерных для малых глубин условиях высокой проницаемости и резкого падения давления.

По соотношению с гипабиссальными гранитами выделяются две группы рудно-метасоматических формаций: связанные с гранитами пространственно и, по-видимому, генетически (скарново-железо-цинковая, альбитит-оловянная, грейзеново-вольфрам-оловянная) и связанные парагенетически, но пространственно обособленные от гранитов (березит-сурьмяно-полиметаллическая с флюоритом) или заключенные в их экзоконтактах в силу структурных причин (гидрослюдисто-урановорудная). В то же время ряд рудно-метасоматических формаций характеризуется геохимическим родством, выраженным в постоянном присутствии во всех минеральных ассоциациях повышенных количеств цинка, мышьяка и фтора.

Рудная специализация упомянутых формаций изменяется от небольших скоплений магнетитовой, сфалеритовой и шеелитовой минерализации, связанной со скарнами, через крупные проявления касситерита в грейзенах, затем антимонит-бертьеритовое и галенит-сфалеритовое оруденение и флюоритовую минерализацию, сопряженных с березитами, до урановых руд, связанных с кварц-гидрослюдистыми метасоматитами. Характерно, что наиболее высокотемпературное оруденение локализуется либо в линзовидно-пластовых залежах вкрапленных руд (в скарнах), либо в прожилково-вкрапленной и прожилковой форме (в грейзенах). Средне-низкотемпературное оруденение в березитах образует штокверковые и жильные рудные тела, а низкотемпературное урановое оруденение приурочено исключительно к жилам.

В заключение необходимо отметить, что примеры складчатых областей с аналогичным охарактеризованной подвижной зоне геологическим строением и послемагматической деятельностью неоднократно рассматривались в геологической литературе. В их числе можно упомянуть Иберийский и Армориканский регионы в Западно-Европейском складчатом поясе [2, 5].

ЛИТЕРАТУРА

1. Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов.— В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. Изд-во АН СССР, 1953.
2. Лаффит П. Металлогения Франции.— Вестн. Моск. ун-та, 1969, № 1.
3. Магакьян И. Г. Металлогения. «Недра», 1974.

4. *Русинов В. Л.* О роли кинетических факторов в реакциях приповерхностного метаморфизма.— Докл. АН СССР, 1964, 157, № 4.
5. *Твалчрелидзе Г. А.* Рудные провинции мира (Средиземноморский пояс). «Недра», 1972.
6. *Шаталов Е. Т.* Основные принципы генетической классификации рудоносных площадей.— В кн.: Изучение закономерностей размещения минерализации при металлогенических исследованиях. «Недра», 1965.

МЕТАСОМАТИТЫ И УСЛОВИЯ ЛОКАЛИЗАЦИИ В НИХ РТУТНОГО ОРУДЕНЕНИЯ

А. С. Борисенко, А. А. Оболенский

В последнее время большинство исследователей, изучающих окolorудные метасоматиты, развивают формационное направление, теоретические основы которого сформулированы в работах Д. С. Коржинского [12], Н. И. Наконника [15, 16], В. А. Жарикова [9, 10] и др. В качестве основных элементов формационной классификации окolorудных метасоматитов предлагается выделение метасоматической фации → метасоматической формации → группы (ряда) сопряженных метасоматических формаций [11, 12].

Необходимо отметить, что принципы формационной классификации, в особенности низкотемпературных окolorудных метасоматитов, полнее разработаны для гидротермально-измененных пород, развитых по алюмосиликатным породам — гранитам, диоритам, габбро и близким к ним по химическому составу эффузивным, осадочным и метаморфическим породам. Именно эти фации гидротермально-измененных пород явились типовыми для выделения тех или иных метасоматических формаций (гумбеиты, березиты, гидротермальные аргиллизиты и др.). Формационная принадлежность метасоматитов, образованных по карбонатным (известняки, доломиты, мергели) или магнезиально-силикатным (гипербазиты) породам, не всегда определяется однозначно, и чаще их отнесение к той или иной формации проводится условно. Эта проблема актуальна также для метасоматитов, развитых на ртутных месторождениях.

Ртутные месторождения относятся к двум различным классам гидротермальных месторождений — вулканогенному и телетермальному (эпитермальному) [23]. Соответственно выделяются две рудные формации: опалитовая ртутная — в областях современного и недавнего вулканизма; ртутная, характерная для конечных этапов развития мезозойских и альпийских складчатых областей и областей мезозойской тектоно-магматической активизации [13]. Различия этих двух групп ртутных месторождений выражены и в составе окolorудных метасоматитов.

На вулканогенных месторождениях опалитовой ртутной формации преимущественно развита сольфатарная аргиллизация, сопровождающаяся образованием минералов, характерных для метасоматитов формации вторичных кварцитов: алунита, диаспора, халцедона, опала, самородной серы, гипса, ангидрита. Общепринято представление о сольфатарной аргиллизации как приповерхностном процессе, который развивается в породах под воздействием кислых сульфатных растворов, возникающих в зоне высокой активности кислорода при окислении сероводорода до серной кислоты [12, 16]. Воздействие кислых сульфатных вод на породы алюмосиликатного состава (кислые, средние, основные) приводит к появлению алунитовых или серных кварцитов, кварц-диккитовых метасоматитов, содержащих диаспор, алунит, самородную серу. Такие метасоматиты описаны на ртутных месторождениях Камчатки (Алнейское,

Анавгайское, Чемпура), США (Сульфур Бэнк и др.) и других районов. Породы магнезиально-силикатного состава, попадая в зону сольфатарной аргиллизации, подвергаются интенсивному выщелачиванию с образованием пористых или плотных агрегатов опала (опалиты), ассоциирующего с самородной серой, глинистыми минералами и киноварью. Изменение пород карбонатного состава (известняки, доломиты, мергели) выражается в их интенсивном выщелачивании, окварцевании, ангидритизации и огипсовании [25].

На эпи- и телетермальных месторождениях ртутной рудной формации околорудные метасоматиты относятся, по нашему мнению, к одной метасоматической формации — формации аргиллизитов. Они в пределах рудных поясов и рудных полей распространены вдоль рудоконтролирующих структур, нередко имеют зональное строение и не всегда сопровождаются рудными концентрациями. Гидротермальный процесс на месторождениях ртутной рудной формации, как на многих других эндогенных месторождениях, развивается стадийно. Устанавливаются стадии предрудного гидротермального изменения пород, рудоотложения и рудосопровождающего метасоматоза, затем следуют одна или несколько практически безрудных стадий, завершающих минералообразование. Такая последовательность развития гидротермального процесса характерна для большинства рассматриваемых ртутных месторождений, хотя в некоторых случаях одни стадии могут быть проявлены слабее других или отсутствовать. Как правило, на достаточно крупных месторождениях все стадии гидротермального процесса, особенно стадия рудосопровождающего метасоматоза, представлены наиболее полно. Последовательность развития и характер минеральных парагенезисов рудосопровождающих метасоматитов во многом определяются составом гидротермальных растворов и пород, подвергающихся изменению. Изучение газово-жидких включений в минералах ртутных месторождений различных рудных провинций СССР показало, что гидротермальные растворы, участвовавшие в формировании этих месторождений, по составу можно отнести к трем типам: сернисто-хлоридным, сернисто-хлоридно-углекислым и сернисто-углекислым.

Растворы первого типа установлены на месторождениях с существенно киноварным составом руд, в которых присутствуют иногда в заметных количествах ртутьсодержащие сульфосоли. Растворы второго и третьего типов установлены на сурьмяных, сурьмяно-ртутных, мышьяковых (реальгар-аурипигментовых) месторождениях. По-разному на этих месторождениях протекает и развитие метасоматитов.

АРГИЛЛИЗИРОВАННЫЕ ПОРОДЫ

Среди других типов гидротермальных изменений аргиллизация является чрезвычайно распространенным и наиболее типичным процессом околорудного изменения вмещающих пород на ртутных месторождениях [2, 4—6, 8, 17, 21, 22, 26—29]. Установлены три типа колонки аргиллизированных пород, внутренние метасоматические зоны которых представлены парагенезисами кварц + каолинит, кварц + галлуазит и кварц + гидрослюда. Метасоматиты каждой колонки рассматриваются нами как соответствующие фации формации аргиллизитов: каолинитовая, галлуазитовая и гидрослюдистая. Метасоматиты каждой фации обладают рядом статистически устойчивых признаков, таких как близкий минеральный состав, сходные физико-химические условия образования, одинаковое соотношение с оруденением, повторяемость в различных регионах и др. Метасоматиты той или иной фации могут значительно отличаться по количественному соотношению минералов, слагающих основной парагенезис, что позволяет выделять определенные минеральные (парагенетические) типы пород среди метасоматитов каждой фации.

Аргиллизированные породы каолиновой фации широко развиты на ртутных месторождениях. Они формируются преимущественно в предрудную стадию, что выражается в интенсивном кислотном выщелачивании алюмосиликатных пород и пиритизации. Метасоматические колонки этой фации можно представить в следующем виде:

- 0) неизменная порода кислого состава [8];
- 1) кварц + монтмориллонит + гидрослюда + хлорит + карбонат;
- 2) кварц + монтмориллонит + гидрослюда + карбонат;
- 3) кварц + монтмориллонит + каолинит;
- 4) кварц + каолинит;
- 5) кварц;
- 0) неизменный диабаз (месторождение Терлигхая, скв. 508, гл. 450 м);
- 1) кварц + монтмориллонит + гидрослюда + карбонат + хлорит (+ альбит);
- 2) кварц + монтмориллонит + гидрослюда + карбонат + хлорит;
- 3) кварц + монтмориллонит + гидрослюда + карбонат + каолинит;
- 4) кварц + каолинит + карбонат + гематит;
- 5) кварц + каолинит + карбонат.

В целом для колонок аргиллизированных пород стадии кислотного выщелачивания характерно развитие в периферических метасоматических зонах гидрослюда, монтмориллонита и карбоната, в промежуточных — монтмориллонита, а во внутренних — каолинита (диккита) и пирита. Зоны кварц-каолиновых метасоматитов Терлигхайского ртутного месторождения в Туве отличаются практически полным отсутствием монтмориллонита и, наоборот, широким развитием в периферических метасоматических зонах гидрослюда, шамозита и сколита (глиноземистой разновидности глауконита).

Формирование метасоматитов каолиновой фации обычно сопровождается интенсивной пиритизацией во внутренних зонах колонки. Преобладающие сульфиды — пирит, марказит, очень редки халькопирит, арсенопирит, блеклые руды. В некоторых случаях (Терлигхайское месторождение) предрудные кварц-каолиновые метасоматиты возникали в более окислительной обстановке, и вместо сульфидов железа, обычных для аргиллизированных пород других месторождений, отлагались окислы и гидроокислы железа (гетит, гематит). Минералы ртути в процессе предрудного кварц-каолинового метасоматоза не отлагаются. Изменение химического состава исходных пород при аргиллизации, как известно, выражается в выносе оснований K, Na, Ca, Mg, отчасти Fe и Al и повышении за счет этого содержания кремния, а также привносе углекислоты и воды, фиксирующихся во внешних метасоматических зонах в составе карбонатов и глинистых минералов. Влияние состава исходных пород сказывается на парагенезисах минералов внутренних метасоматических зон. По породам кислого состава развиваются метасоматиты, состоящие из кварца и каолинита (диккита), по породам основного состава — метасоматиты, в которых заметная роль принадлежит карбонатам, а по тонкообломочным туфам среднего или основного состава — иногда метасоматиты существенно каолинового или каолинит-диккитового состава (агальматолиты), практически не содержащие кварц. Изучение состава растворов газовой-жидких включений в них показало, что однотипные метасоматические колонки каолиновой фации возникают при воздействии как сернисто-хлоридных, так и сернисто-углекислых растворов.

Галлуазитовая фация аргиллизированных пород на ртутных месторождениях распространена значительно реже. Ртутная минерализация в кварц-галлуазитовых метасоматитах не установлена. Сульфиды для этой фации также не характерны. Аргиллизированные породы галлуази-

товой фации (Манлайская зона, МНР) формировались при температурах не более 100—120° С при участии гетерогенизированных (вскипающих) гидротермальных растворов хлоридно-углекислого или хлоридно-бикарбонатного состава низкой концентрации (до 1—2 вес. %).

Формирование аргиллизированных пород гидрослюдистой фации непосредственно предшествует рудоотложению на ртутных месторождениях и сопровождает его. Эти метасоматиты развиты как в контурах пород каолиновой фации, так и за их пределами. При наложении рудосопровождающего метасоматоза на ранние кварц-каолиновые породы минералы этих метасоматитов замещаются гидрослюдой, смешанно-слоистыми минералами, сульфидами, что приводит к усложнению метасоматической колонки аргиллизированных пород. Такие усложненные колонки аргиллизитов изучены и описаны Г. Т. Волостных [8] на разных типах месторождений. Аналогичные колонки установлены нами на различных участках Терлигхайского ртутного месторождения:

I (Участок 2)

- 0) неизменный андезитовый порфирит;
- 1) кварц + шамозит + гидрослюда + альбит + карбонат + гематит;
- 2) кварц + шамозит + гидрослюда + альбит + карбонат;
- 3) кварц + шамозит + гидрослюда + сколит;
- 4) кварц + каолинит + сколит;
- 5) кварц + каолинит + сколит + гидрослюда-2;
- 6) кварц + каолинит + гидрослюда-2 + карбонат + пирит + киноварь;

II (Почтовый лог)

- 0) неизменные вулканогенные брекчии дацитового состава;
- 1) кварц + шамозит + альбит + карбонат + гематит;
- 2) кварц + шамозит + гидрослюда + альбит + гематит;
- 3) кварц + шамозит + гидрослюда + гематит;
- 4) кварц + гидрослюда + гематит;
- 5) кварц + гидрослюда + пирит + ртутная блеклая руда;

III (Карьер)

- 0) неизменный андезитовый порфирит;
- 1) кварц + шамозит + альбит + карбонат + гематит;
- 2) кварц + гидрослюда + шамозит + альбит + карбонат + гематит + киноварь;
- 3) кварц + гидрослюда + шамозит + альбит + гематит + киноварь;
- 4) кварц + гидрослюда + шамозит + пирит;
- 5) кварц + гидрослюда + пирит.

Киноварь в таких колонках совместно с гидрослюдой, пиритом и карбонатом накладывается на ранее образованные парагенезисы минералов кварц-каолиновых метасоматитов. На близкое или одновременное отложение киновари, гидрослюды и пирита указывает наличие почек метасоматической киновари, в которых отмечаются зонки, сложенные гидрослюдой и пиритом [24]. Аналогичные усложненные колонки, образующиеся в ходе многостадийного гидротермального процесса, при наложении продуктов рудосопровождающего метасоматоза на предрудные аргиллизированные породы установлены и на других ртутных месторождениях (Акташском, Чаганузунском, Торосаирском и др.). Изменение химического состава исходной породы первоначально выражается в выносе Са, Mg, К, Na, отчасти Fe, а затем привносе в центральные метасоматические зоны К, Са, СО₂, Н₂S и ртути. Нередко этому процессу предшествуют новые тектонические движения и трещинообразование, что предпредопределяет развитие сорудных кварц-гидрослюдистых метасоматитов вдоль трещин деформаций иного плана. Синхронное отложение минералов ртути в этих метасоматитах на Терлигхайском месторожде-

нии происходит в различных частях метасоматической колонки. Можно выделить три типа колонок аргиллизированных пород кварц-гидрослюдистого состава, в которых ртуть концентрируется: 1) в редкой метасоматической вкрапленности ртутьсодержащих (5—6% Hg) блеклых руд в центральных метасоматических зонах колонки; 2) в метасоматической вкрапленности киновари в периферических зонах колонки; 3) во вкрапленности и прожилках киновари в центральных метасоматических зонах. Колонки первого типа развиты локально и отвечают I колонке гидрослюдистой фации. Метасоматические колонки второго типа широко распространены на Терлигхайском месторождении (колонки II и III). Киноварь совместно с гидрослюдой и новообразованным кварцем метасоматически замещает вкрапленники плагиоклаза андезитовых порфиритов и локализуется по периферии пиритсодержащих внутренних метасоматических зон. Изменение химического состава исходной породы, как и в предыдущих случаях, выражается в выносе Na, Ca и в меньшей мере Mg, а также в привносе серы, углекислоты, воды и ртути. Колонки третьего типа встречаются реже. Часто они приурочены к хлорит-карбонатным прожилкам. В целом развитие гидротермального процесса на Терлигхайском месторождении приводит к формированию следующего ряда парагенезисов: кварц + каолинит + гематит → кварц + гидрослюда + пирит + ртутная блеклая руда → кварцит + гидрослюда + пирит + киноварь → кварц + хлорит + карбонат + киноварь. Первый парагенезис отвечает зонам предрудной кварц-каолиновой фации; два следующих — рудосопровождающим метасоматитам кварц-гидрослюдистой фации аргиллизированных пород; последний — заключительной стадии гидротермального процесса, в ходе которой формируется жильное выполнение (хлорит-карбонатные прожилки) и отлагаются незначительные количества киновари поздних генераций. Такая же последовательность формирования минеральных парагенезисов гидротермально-измененных пород и руд установлена и на некоторых других ртутных месторождениях Тувы (Торосаирском, Узунсаирском и др.).

Минеральный состав руд и рудосопровождающих метасоматитов, а также последовательность развития гидротермального процесса на ртутных месторождениях находятся в определенной зависимости от состава минералообразующих растворов [5, 6] (см. таблицу).

Минеральный состав руд и рудосопровождающих метасоматитов

Состав минералообразующих растворов	Главные рудные минералы	Последовательность отложения силикатных минералов гидротермально-измененных пород и жильного выполнения	Месторождение
Сернисто-хлоридные	Киноварь, ртутная блеклая руда	Каолинит → гидрослюда → хлорит Каолинит → гидрослюда → альбит Каолинит → гидрослюда → цеолит Каолинит → гидрослюда → адуляр	Терлигхая, Торосаир (Тува) Ортохем (Тува) Альмаден (Испания) Догдинское (Якутия)
Сернисто-хлоридно-углекислые	Киноварь, антимонит	Каолинит → гидрослюда → альбит → диккит Каолинит → гидрослюда → диккит То же	Чаганузунское (Горный Алтай) Акташ (Горный Алтай) Хайдаркан (Средняя Азия)
Сернисто-углекислые	Киноварь, реальгар, аурипигмент Реальгар, аурипигмент	Каолинит → диккит То же	Сарасинские (Горный Алтай) То же

Наиболее интенсивно рудосопровождающий метасоматоз гидрослюдистой фации проявился на месторождениях, формировавшихся при участии сернисто-хлоридных гидротермальных растворов (Терлигхая, Торосаир, Ортохем, Альмаден и др.), и менее интенсивно — на месторождениях, образование которых связано с сернисто-хлоридно-углекислыми и сернисто-углекислыми растворами (Чаганузун, Акташ, Хайдаркан и многие др.).

ЛИСТВЕНИТЫ

Вторым широко распространенным типом околорудных метасоматитов на ртутных месторождениях являются листвениты, представляющие собой гетерогенную группу пород, отличающихся по минеральному составу и условиям образования [3]. Они различаются по присутствию тех или иных, в основном силикатных минералов — слюды, турмалина, хлорита, талька, глинистых минералов и т. д. Сгруппировав листвениты по этому признаку, удалось выделить ряд минеральных типов этих пород и установить их фациальную и формационную принадлежность. Так, слюдистые и турмалиновые листвениты тесно ассоциируют с березитами, образуются в близких физико-химических условиях и являются апогипербазитовыми аналогами этих пород. Соотношения слюдистых лиственитов и березитов описаны на Березовском золоторудном месторождении [7]. Альбитовые листвениты являются, вероятно, апогипербазитовыми аналогами эйситов [19]. Каолинитовые, галлуазитовые и гидрослюдистые листвениты рассматриваются нами как аналоги соответствующих фаций аргиллизированных пород. Лишь с этими минеральными типами лиственитов обнаруживает тесную связь ртутное оруденение, которое локализуется в них в виде метасоматической вкрапленности и наложенного прожилкового оруденения. Гидротермальный метаморфизм в пределах Чаганузунского ртутного месторождения проявился в основном вдоль тектонического контакта серпентинитов с вмещающими их известняками, песчаниками, туфами основного состава. Серпентиниты при этом интенсивно лиственитизированы, а туфы и песчаники аргиллизированы. В результате этого возникла зональная метасоматическая колонка: серпентинит → оталькованный карбонатизированный серпентинит (тальк + магнезит + серпентин) → тальково-вкрапленная порода (тальк магнезит) → кварц-карбонатная порода → лиственит (кварц + магнезит) → аргиллизированный песчаник (кварц + доломит + каолинит) → слабо измененный песчаник (кварц + доломит + серицит + хлорит) → неизмененный песчаник. Появление в зоне Чаганузунского разлома апосерпентинитовых лиственитов сопряжено с присутствием ассоциирующих с ними аргиллизированных песчаников. И те и другие метасоматиты близки по набору слагающих их минералов, но довольно резко отличаются по их количественному соотношению; в листвените и аргиллизированном песчанике присутствует соответственно (в %): кварца — 25 и 40; карбонатов — 73—75 и 0—5; глинистых минералов 0—2 и 55—60. В лиственитах установлены такие характерные для аргиллизированных пород глинистые минералы, как диккит, гидрослюда (авалит), смешанно-слоистые слюдисто-монтмориллонитового, слюдисто-каолинитового и хлорит-монтмориллонитового состава, галлуазит и др. Изучение газово-жидких включений в минералах лиственитов и аргиллизированных пород показало, что они образовались при воздействии однотипных по составу и концентрации сернисто-хлоридно-углекислых растворов в интервале температур 200—100° С.

Сингенетичность образования лиственитов и аргиллизированных пород установлена в Манлайской зоне разломов в МНР, где вдоль разрывных нарушений, секущих песчаники, алевролиты и эффузивы кислого и среднего состава, широко проявлена аргиллизация. На продолжении зон

аргиллизированных пород в участках, где эти же разломы секут гипербазиты, интенсивно развита карбонатизация (лиственитизация). В зонах некоторых нарушений среди аргиллизированных пород отмечаются иногда небольшие линзы серпентинитов, практически полностью превращенных в кварц-карбонатную породу. Образование апогипербазитовых лиственитов и аргиллизированных пород в ходе единого гидротермального процесса установлено Г. А. Саркисян [20] на одном из золоторудных месторождений Закавказья и В. И. Бергером [2] на ртутных месторождениях Дальнего Востока. Лиственитизация серпентинитов и аргиллизация алюмосиликатных пород на некоторых ртутных месторождениях США, по данным Хендерсона и Дж. Барнса [1], вызваны хлоридно-углекислыми растворами, аналогичными водам современных термальных источников.

КАРБОНАТНЫЕ ПОРОДЫ

Определенные изменения в процессе аргиллизации претерпевают карбонатные породы (известняки, доломиты, мергели), в которых локализованы руды многих ртутных месторождений. Макроскопически эти изменения выражены в окварцевании, доломитизации или перекристаллизации. Естественно, что на основании этого трудно решить вопрос об их формационной принадлежности, так как единственным индикатором физико-химических условий метасоматических преобразований этих пород может служить незначительная, но постоянно присутствующая примесь глинистых минералов. Например, на ртутных месторождениях Сарасинской зоны в Горном Алтае рудовмещающие известняки, интенсивно доломитизированные и окварцованные, содержат незначительную примесь глинистого минерала, представленного в одних случаях диккитом, а в других — галлуазитом [14]. Контактующие с измененными известняками алюмосиликатные породы аргиллизированы и состоят из кварца, диккита и каолинита (каолининовая фация) или кварца и галлуазита (галлуазитовая фация). Глубокие изменения претерпевают карбонатные породы и на других ртутных месторождениях Горного Алтая. На Чагану-зунском ртутном месторождении известняки, контактирующие с рудовмещающими лиственитами, сильно окварцованы, доломитизированы и содержат незначительные количества гидрослюд и диккита, выделяющихся в виде тонких прожилков и метасоматической вкрапленности. Таким образом, окварцевание, доломитизация и перекристаллизация карбонатных пород на ртутных месторождениях генетически связаны с аргиллизацией алюмосиликатных пород, на что указывает наличие специфических глинистых минералов, характерных для метасоматитов формации аргиллизитов.

ВЫВОДЫ

1. Широко распространенные на ртутных месторождениях метасоматиты развиты по породам различного состава. Несмотря на глубокое метасоматическое преобразование исходных пород при детальных исследованиях практически всегда удается определить их фациальную и формационную принадлежность по ряду геологических взаимоотношений и особенностям минерального состава, прежде всего по наличию характерных алюмосиликатных минералов.

2. На месторождениях опалитовой ртутной формации преимущественно развиты метасоматиты формации вторичных кварцитов (сульфатная аргиллизация), а на эпитермальных (телетермальных) месторождениях ртутной рудной формации проявлены метасоматиты формации гидротермальных аргиллизитов, к которым относятся аргиллизированные породы алюмосиликатного состава, листвениты и апокарбонат-

ные гидротермально-измененные породы. Для гидротермальных аргиллизитов на ртутных месторождениях выделены три фации: каолинитовая, галлуазитовая и гидрослюдистая.

3. Установленные различия минерального состава метасоматических фаций предрудного и рудосопровождающего метасоматоза аргиллизированных пород имеют важное значение для решения вопросов генезиса ртутных месторождений и выявления условий локализации концентрированного оруденения. Выделение фаций рудосопровождающих метасоматитов позволяет конкретизировать поисково-оценочные критерии на ртутные руды, в частности наличие метасоматитов гидрослюдистой фации может рассматриваться в качестве прямого поискового признака.

ЛИТЕРАТУРА

1. Барнс Дж. Образование кремнисто-карбонатных пород в Калифорнии.— В кн.: Международный геохимический конгресс. Тезисы докл. Т. 1. М., 1971.
2. Бергер В. И. Основные типы гидротермальных изменений на сурьмяно-ртутных месторождениях Дальнего Востока.— В кн.: Материалы ко II Конференции по околорудному метасоматозу. Л., 1966.
3. Борисенко А. С., Оболенский А. А. Минеральные типы лиственитов и физико-химические условия их образования (на примере Алтае-Саянской складчатой области и Монголии).— В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Т. IX. Новосибирск, «Наука», 1976.
4. Борисенко А. С., Оболенский А. А. Некоторые типы метасоматитов на ртутных месторождениях и условия локализации в них оруденения.— В кн.: Метасоматизм и рудообразование. Л., 1976.
5. Борисенко А. С., Оболенский А. А. О соотношении аргиллизации вмещающих пород и рудоотложения на ртутных месторождениях.— В кн.: Геохимические особенности миграции и концентрации рудных элементов. «Наука», 1977.
6. Борисенко А. С., Оболенский А. А., Васильев В. И. Состав минералообразующих растворов, формировавших ртутные месторождения некоторых рудных провинций СССР.— В кн.: V Всесоюзное совещание по термобарогеохимии. Уфа, 1976.
7. Бородаевский Н. И., Бородаевская М. Б. Березовское рудное поле. Металлургиздат, 1947.
8. Волостных Г. Т. Аргиллизация и оруденение. «Недра», 1972.
9. Жариков В. А. Геология и метасоматические явления скарново-полиметаллических месторождений Западного Карамазара.— Тр. Ин-та геол. рудн. месторожд., петрогр., минералогии и геохимии АН СССР, 1959, вып. 14.
10. Жариков В. А. Некоторые закономерности метасоматических процессов.— В кн.: Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании. «Недра», 1966.
11. Жариков В. А., Омеляненко Б. И. Некоторые проблемы изучения изменений вмещающих пород в связи с металлогеническими исследованиями.— В кн.: Изучение закономерностей размещения минерализации при металлогенических исследованиях. «Недра», 1965.
12. Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов.— В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. Изд-во АН СССР, 1953.
13. Кузнецов В. А. Ртутные формации и провинции СССР.— В кн.: Геология и генезис эндогенных рудных формаций Сибири. «Наука», 1972.
14. Лузгин Б. Н., Шепеленко Л. И. Аргиллизация рудовмещающих известняков в ртутных месторождениях Сарасинской зоны.— Сов. геология, 1976, № 3.
15. Наковник Н. И. Грейзены.— В кн.: Измененные околорудные породы и их поисковое значение. Госгеолтехиздат, 1954.
16. Наковник Н. И. Вторичные кварциты СССР и связанные с ними месторождения полезных ископаемых. «Недра», 1964.
17. Оболенский А. А., Павлов А. Л. Взаимосвязь процессов гидротермального метаморфизма и рудоотложения на ртутных месторождениях.— В кн.: Критерии рудоносности метасоматитов. Ч. II. Алма-Ата, 1971.
18. Омеляненко Б. И. Классификация метасоматических пород на формационной основе.— В кн.: Метасоматизм и рудообразование. Л., 1976.
19. Омеляненко Б. И., Лисицына Г. А., Наумов С. С. О формационной самостоятельности низкотемпературных натровых метасоматитов (эйситов).— В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М., «Наука», 1974.
20. Саркисян Г. А. Об околожильной лиственитизации на Зодском золоторудном месторождении (Армения).— В кн.: Критерии рудоносности метасоматитов. Алма-Ата, 1969.
21. Славская А. И. Околорудные изменения в некоторых месторождениях Закавказья. Киев, Изд-во АН УССР, 1957.

22. Смирнов В. И. Геология ртутных месторождений Средней Азии. М.—Л., Госгеолтехиздат, 1947.
23. Смирнов В. И. Геология месторождений полезных ископаемых. «Недра», 1965.
24. Сотников В. И. О метаколлоидных образованиях киновари в рудах Терлигхайского ртутного месторождения (Тува) и возможном состоянии ртути содержащих гидротермальных растворов.— Геол. и геофиз., 1962, № 1.
25. Уайт Д. Термальные источники и эпitherмальные рудные месторождения.— В кн.: Проблемы рудных месторождений. ИЛ, 1959.
26. Уайт Д. Ртутные и полиметаллические месторождения, ассоциированные с термальными источниками.— В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. «Мир», 1970.
27. Федорчук В. П. Околорудные изменения ртутно-сурьмяных месторождений. «Недра», 1969.
28. Щербань И. П. Гидротермальная аргиллизация вмещающих пород Акташского месторождения.— Геол. и геофиз., 1962, № 9.
29. Щербань И. П. Условия образования низкотемпературных околорудных метасоматитов. Новосибирск, «Наука», 1975.

ОСОБЕННОСТИ ГЕНЕЗИСА КОЛЧЕДАННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СРЕДНОГОРСКОЙ ЗОНЫ БОЛГАРИИ И ЮГОСЛАВИИ¹

И. А. Велинов, В. П. Логинов, Л. П. Носик,
Т. Г. Радонова, В. Л. Русинов

Сульфидные месторождения Средногорской зоны Болгарии (Радка, Елшица, Красен, Асарел, Челопеч) и Югославия (Бор) отнесены болгарскими геологами к семейству колчеданных месторождений по следующим основным признакам: 1) преобладание в составе руд обычных для колчеданного оруденения сульфидов железа, меди, цинка и свинца с их характерными парагенезисами; 2) распространение в рудах типичных для колчеданных месторождений метасоматических текстур — реликтовой порфировой, пятнистой псевдокластической, однородной массивной, прожилково-вкрапленной и др.; 3) размещение месторождений среди вулканогенных толщ (андезитов, дацитов и их пирокластов верхнемелового возраста) геосинклинального происхождения, с которыми считается доказанной и парагенетической связью оруденения некоторых месторождений; 4) пространственная и генетическая связь сульфидного оруденения с рудовмещающими зонами пропилитизации и с околорудными метасоматитами формации вторичных кварцитов.

Наряду с этими общими чертами колчеданные месторождения Средногорской зоны обладают особенностями, которые позволяют считать их особой формацией колчеданных месторождений. Так, существенной минералогической чертой рудовмещающих метасоматитов на месторождениях Челопеч, Асарел и Бор и на рудопроявлении Петелово является присутствие гипогенного алунита [25—27, 40], почти не встречающегося в типично колчеданных месторождениях. Наряду с алунитом метасоматиты Средногорской структурно-металлогенической зоны характеризуются широким развитием диккита, который либо ассоциирует с алунитом, либо размещается в соседней, внешней, а иногда и в центральной зоне метасоматического ореола (например, в месторождении Красен).

Согласно экспериментальным и расчетным данным [12, 15, 35], алунит при его среднетемпературном образовании является прежде всего

¹ Статья написана на основе материалов совместных исследований советских геологов (В. П. Логинов, В. Л. Русинов, Л. П. Носик) и геологов Народной Республики Болгарии (И. А. Велинов и Т. Г. Радонова).

указателем высокой кислотности минерализующей среды. Как показали опыты Ч. Кашкая [15] по синтезу алунита, низкий рН среды его устойчивости (меньше 5,3) определяется условиями существования алюминия в растворе в виде свободного иона Al^{3+} , а не гидроокиси, которая возникает при повышении рН среды и препятствует кристаллизации алунита. Поэтому алунит в отличие от других сульфатов не образуется в морской среде, которая имеет значительно более высокий рН (7—9 [1, фиг. 14]); следует считать исключением единичные случаи возникновения алунита в придонных морских отложениях [32], когда буферность этой щелочности на дне моря нарушалась обильным притоком кислотных газов в скоплениях подводных fumarol.

Как правило, алунит в районе образовался метасоматически совместно с рассеянным пиритом в гидротермально-измененных горных породах, что требует довольно высокого отношения активностей $[SO_4^{2-}]:[S]$ в минерализующем растворе при значительной концентрации H_2SO_4 [35]. Такое отношение может быть обусловлено высоким парциальным давлением кислорода в минерализующей среде; таким образом, присутствие алунита является показателем окислительных условий минералообразования. Так, в системе Fe—S—O в водных растворах при 250° С и суммарной концентрации $\Sigma S=0,1$ моль/л в области рН 0—4 нижняя граница поля преобладания иона HSO_4^- находится в пределах — 31—33 lg P_{O_2} , т. е. лишь немного ниже поля устойчивости гематита [2, фиг. 7, 8]. В соответствии с этим широко распространены парагенетические ассоциации алунита не только с пиритом, но и с гематитом [15, 21].

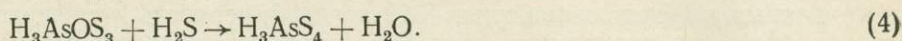
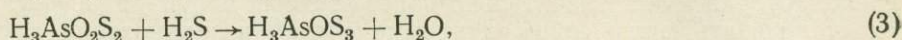
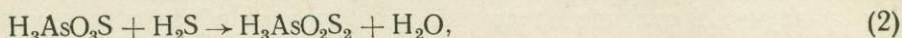
По физико-химическим условиям образования алунита и минералогическим особенностям рудовмещающих метасоматитов колчеданные месторождения Среднегорья наиболее сходны с алунит- и диккитсодержащими серно-пирит-марказитовыми месторождениями импрегнационно-метасоматического генезиса [17—19, 26]. Последние месторождения на Камчатке, Курильских островах, в Японии и на Филиппинах локализовались среди субаэральных вулканитов плио-плейстоценового возраста, в местах пересечения сольфатарных эксгаляций с неглубоко залегающими горизонтами подземных вод метеорного происхождения. Однако в отличие от серно-сульфидных месторождений колчеданные месторождения Среднегорской зоны лишь в очень редких случаях содержат самородную серу и марказит, что указывает на меньшую кислотность их минерализующей среды.

Следует отметить, что алунитоносные вторичные кварциты распространены в Среднегорской зоне Болгарии и вне ассоциации их с промышленными колчеданными рудами [8, 9, 24, 27].

Другая минералогическая особенность колчеданных месторождений Среднегорья — некоторое своеобразие мышьяковых и сурьмяных сульфосолей в их рудах. Так, в месторождениях Челопеч, Радка, Красен, Бор [4, 6, 7, 14, 29, 30] широко распространены сульфосоли меди с высокой степенью окисления мышьяка (As^{5+}) — энаргит, люционит, лазаревичит; мышьяка и ванадия (As^{5+} , V^{5+}) — колусит, арсеносульванит, сульванит; сурьмы (Sb^{5+}) — фаматинит, стибиолуционит. При этом характерно отсутствие в рудах рассматриваемых месторождений минералов с анионами мышьяка и сурьмы (арсенопирит, леллингит, гудмундит), а также пирротина.

Отмеченная особенность минералогии колчеданных руд Среднегорской зоны качественно также указывает на относительно высокий окислительный потенциал рудообразующей среды, что на примере энаргита было впервые отмечено А. Г. Бетехиным [3, с. 261]. Действительно, энаргит и люционит могут рассматриваться в качестве средних солей тиомышьяковой кислоты H_2AsS_4 . Последняя экспериментально получалась в результате ряда последовательных реакций как малоустойчивое соединение из мышьяковой кислоты — при воздействии на нее избыточного

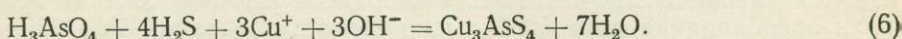
потока H_2S [38]. Стадии этого химического процесса изображаются реакциями с получением промежуточных моно-, ди- и тритиомышьяковых кислот:



Тиомышьяковая кислота как конечный продукт реакции немедленно разлагается с образованием пентасульфида мышьяка и сероводорода:

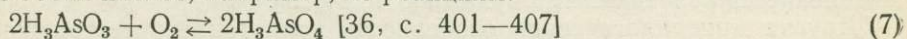


Однако в присутствии иона меди в природном растворе и в условиях избыточного сероводорода мышьяковая кислота может дать вместо неустойчивой тиомышьяковой кислоты ее труднорастворимую соль — энаргит или, при более низкой температуре, люционит по вероятной реакции:

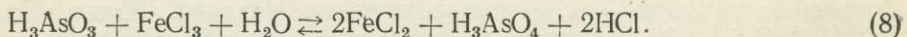


Данные «Справочника термодинамических величин» [22] и недавно предложенные Дж. Р. Грейгом и П. Б. Бартоном [34] приблизительные значения ΔG_{IT}^0 сульфосолей позволили подсчитать стандартную свободную энергию реакции образования люционита (энаргита) для температуры 200°C : $\Delta G_{473^\circ\text{K}}^0$ реакции (6) = $-78,004$ ккал/моль. Отрицательная величина ΔG^0 реакции указывает на протекание ее при этих условиях слева направо. Поскольку для стандартных условий $\Delta G^0 = -RT \ln K^\circ$, то $\lg K^\circ = -\Delta G^0/2,303RT = 36,0$ и $K^\circ = 10^{36,0}$. Этот вывод должен быть значительно уточнен при дальнейшей конкретизации физико-химических особенностей среды рудоотложения.

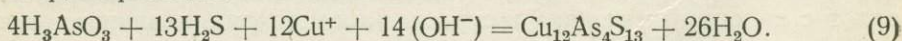
Итак, исходные условия реакции образования энаргита или люционита как средних солей тиомышьяковой кислоты предполагают существование мышьяковой кислоты или ее ионов в гидротермальном растворе. Однако эта кислота и ее анионы устойчивы лишь в более окислительной среде по сравнению с полем устойчивости мышьяковистой кислоты и ее анионов [28]. При этом в зависимости от окислительно-восстановительных условий в гидротермальном растворе могло существовать равновесие обеих кислот, например, по реакциям:



или



Поэтому наряду с энаргитом или люционитом из тех же гидротермальных растворов мог отлагаться и теннантит, присутствующий в колчеданных рудах Средногорья (местами даже в ассоциации с энаргитом), например, по реакции:



Аналогичные реакции при существовании сурьмяной и сурьмянистой кислот и их анионов в гидротермальных растворах могли приводить к образованию фаматинита CuSbS_4 и соответственно тетраэдрита $\text{Cu}_{12}\text{Sb}_4\text{S}_{13}$.

Метасоматическое или прожилковое образование сульфосолей с наиболее высокой положительной валентностью мышьяка или сурьмы (а также ванадия) происходит, по-видимому, среди субаэральных толщ и в условиях малой глубинности. Так, Л. М. Лебедев и др. [16] кратко

охарактеризовали пример прожилкового и метасоматического возникновения энаргита и люционита в пирокластической толще вулкана Менделеева (о-в Кунашир). Эти минералы размещаются здесь на глубинах 170—185 м от дневной поверхности среди опало-алунитовых метасоматитов в зоне современной циркуляции горячих кислых сульфатно-хлоридных гидротерм, содержащих повышенные количества меди, цинка, мышьяка и сурьмы.

Следует отметить еще одну специфическую черту минералогии колчеданных руд Средногорья: распространенность в некоторых парагенезисах гипогенных сульфидов меди, характеризующихся не только пониженным содержанием железа (борнит, идаит), но и полным отсутствием его (халькозин, дигенит, неодигенит, ковеллин). Это тоже указывает на относительно высокое парциальное давление кислорода в минерализующей среде [3, стр. 248—249; 20, стр. 204], если принять во внимание большее по сравнению с медью сродство железа к кислороду.

Изотопный состав серы сульфидов и сульфатов из колчеданных месторождений Радка II (№ 1—11) и Челопеч (№ 12—25) Болгарии

№ пп	№ обр.	Минерал	$\delta^{34} S \pm 0,1, \text{‰}$	$\Delta^{34} S$ парагенезисов, ‰	Приблизительная T рудоотложения, $^{\circ}C$
1	178a	Пирит	-6,74	} 1,39	300*
2	81б	»	-2,74		
3	81б	Халькопирит	-4,13		
4	81a	»	-3,36	} 0,32	450*
5	39	»	-1,33		
6	39	Борнит	-1,65		
7	147	Пирит	-2,23	} 30,41	220**
8	147	Борнит	-1,74		
9	147	Халькопирит	-5,77		
10	147	Теннантит	-6,11	} 30,41	220**
11	120-1	Пирит	-1,09		
12	467	»	-19,25		
13	467	Барит	+18,02	} 30,41	220**
14	560	Пирит	-16,53		
15	560	Энаргит	-5,19		
16	466	Пирит	-7,91	} 30,41	220**
17	466	Барит	+22,50		
18	444	Энаргит	-8,54		
19	444	Барит	+19,10	} 30,41	220**
20	440	Пирит	-5,56		
21	440	Халькопирит	-11,55		
22	239a	Энаргит	-8,51	} 30,41	220**
23	239a	Халькопирит	-9,24		
24	342	Пирит	-4,48		
25	342	Фаматинит	-6,68	} 30,41	220**

* По данным диаграммы, основанной на экспериментах по фракционированию изотопов серы [41].

** По данным аналогичной диаграммы [42].

Вывод о сравнительно окислительных условиях среды рудоотложения в Средногорских колчеданных месторождениях подтверждается и данными изотопного анализа серы 29 образцов сульфидов и сульфатов из месторождений Радка II и Челопеч (см. таблицу), подготовленных Т. Г. Радоновой. Изотопный состав серы определен в лаборатории изотопного анализа ИГЕМ АН СССР Л. П. Носиком. В отличие от преобладающе положительных и немногих малых отрицательных значений $\delta^{34}S$ в сульфидах уральских колчеданных месторождений [10, рис. 72]

и в месторождениях Куроко [37] для сульфидов месторождений Радка II и Челопеч получены исключительно отрицательные значения¹ $\delta^{34}\text{S}$. Аналогичные результаты изотопного анализа серы из этих же двух месторождений получены Р. Димитровым, Л. Н. Гриненко и В. А. Гриненко [11]. По их мнению, повышенные содержания легкого изотопа ^{32}S в сульфидах и значительные колебания величины $\delta^{34}\text{S}$ (от $-1,0$ до -13%) указывают на присутствие серы биогенного происхождения. Однако ряд наших анализов характеризуют изотопный состав серы некоторых пар сульфидов, а также сульфидов и барита, сосуществующих в одном образце (обр. 816, 147, 440, 466 и др.). При этом в соответствии с термодинамическими расчетами и экспериментальными данными [39, 41, 42] в наших анализах проявилась тенденция к равновесному распределению изотопов ^{32}S и ^{34}S между сосуществующими сульфидами: пиритом и халькопиритом (обр. 816, 147, 440), халькопиритом и борнитом (обр. 39), пиритом и баритом (обр. 466). К сожалению, в литературе пока отсутствуют данные по равновесному фракционированию изотопов серы между фаматинитом, энаргитом, теннантитом и другими сосуществующими сульфидами, пары которых были представлены нашими образцами. Кроме того, нам не удалось получить пробы из сосуществующих галенита и сфалерита этих же месторождений. Однако, несмотря на неполноту наших изотопных данных, выявленное закономерное фракционирование изотопов серы между минералами в трех различных парах (обр. 39, 816, 466, см. таблицу) дает приемлемые изотопные температуры рудоотложения (соответственно $450, 300, 220^\circ\text{C}$). Подобные температуры вероятны и на основании других критериев, например структур распада твердых растворов (решетчатой для борнита — халькопирита и эмульсионной для сфалерита — халькопирита), признаки которых отмечены в месторождении Радка II Т. Г. Радоновой [23, с. 112, 114], хотя и истолкованы ею сначала как структуры замещения. На груборешетчатый распад халькопирита в борните месторождения Радка указали Б. Богданов и Р. Богданова [7], что свидетельствует о температуре рудоотложения не ниже 270°C [31]. Такие относительно высокие температуры рудообразования исключают сульфатредуцирующую деятельность специализированных в этом отношении бактерий (роды *Desulfovibrio*, *Desulfotomaculum*), так как известно, что эти организмы при наличии сульфатов и органического вещества (или водорода) в среде и при полном отсутствии в ней кислорода образуют сероводород лишь при температурах от 0 до $75-80^\circ\text{C}$ [13].

Кроме того, гипотеза происхождения серы сульфидов на метасоматических рудных месторождениях в результате микробиогенной редукции сульфатов предполагает обычно в качестве исходного вещества захороненные сульфатные рассолы морской воды. При этом сульфатредуцирующий процесс приводит к образованию из морских сульфатов сульфидов с относительно легкой серой и остаточных сульфатов со значительно утяжеленной серой по сравнению с изотопным составом серы исходного сульфата. Отметим, однако, что значения $\delta^{34}\text{S}$ барита, сосуществующего с разными сульфидами месторождения Челопеч (обр. 444, 466, 467 соответственно $+19,10, +22,50, +18,02\%$), не превышают значений $\delta^{34}\text{S}$ (от $+19$ до $+22\%$) сульфатов морских эвапоритов верхнемелового возраста [10, рис. 33] — вероятного периода образования Средногорских месторождений. Это противоречит гипотезе биогенной сульфатредукции морских сульфатов с образованием сульфидов и барита. Значения $\delta^{34}\text{S}$ алунинов из метасоматитов Средногорской зоны ($+15,87\%$ — Саусе, $+16,16\%$ — Песовец, $+18,36\%$ — Асарел)

¹ На месторождении Бор (Югославия), находящемся на северо-западном продолжении Средногорской зоны среди андезитов верхнемелового возраста, из семи анализированных сульфидов шесть минералов характеризуются тоже отрицательными значениями $\delta^{34}\text{S}$ (от $-0,02$ до $-6,44\%$) и лишь один — положительным ($+0,31\%$) [33].

оказались даже более низкими сравнительно со значениями $\delta^{34}\text{S}$ эвапоритов верхнемелового моря. Следовательно, сера морских сульфатов не являлась источником серы алунитов Средногорья.

С другой стороны, выявленная нами тенденция к равновесному распределению изотопов серы между сосуществующими минералами позволяет объяснить отрицательные значения и вариацию величин $\delta^{34}\text{S}$ в месторождениях Средногорья колебаниями рН или окислительно-восстановительного потенциала в минерализующей среде. Так, согласно термодинамическим расчетам Х. Омото [39], при наиболее вероятных для гидротермального сульфидоотложения условиях (при T около 250°C , суммарной концентрации серы около $0,1$ моль/кг H_2O , ионной силе раствора около 1 и рН около $5-6$) отрицательные значения $\delta^{34}\text{S}$ у пирита (от -1 до -10‰) указывают на довольно высокую фугитивность кислорода, в пределах $10^{-36}-10^{-37}$ атм. Как видно из таблицы, именно такие величины $\delta^{34}\text{S}$ характерны для пиритов из месторождений Радка II и Челопеч. Наблюдающаяся вариация этих значений может объясняться лишь незначительными колебаниями либо рН, либо фугитивности кислорода в среде минералообразования. Так, заметно большие отрицательные значения $\delta^{34}\text{S}$ сульфидов месторождения Челопеч, чем месторождения Радка II, сочетаются, во-первых, с вероятной более кислотной средой рудоотложения на месторождении Челопеч (присутствие алунита и диккита в рудовмещающих метасоматитах при отсутствии их на месторождении Радка II) и, во-вторых, с присутствием энаргита как индикатора более окислительных условий месторождения Челопеч. Однако, согласно диаграмме Х. Омото, повышение кислотности среды понижает, а не повышает абсолютные отрицательные величины $\delta^{34}\text{S}$ пирита и других сульфидов. Следовательно, более высокие отрицательные значения $\delta^{34}\text{S}$ анализированных сульфидов месторождения Челопеч сравнительно с месторождением Радка II могут быть объяснены лишь несколько более окислительными условиями рудообразующей среды. Не исключена вероятность и того, что сульфиды пирит-энаргитового парагенезиса и на месторождении Радка II будут характеризоваться тоже более отрицательными значениями.

Интересно, что изотопные составы серы сульфидов из месторождений Радка и Челопеч и алунитов из Средногорской зоны весьма сходны с изотопными составами тех же минералов из серно-сульфидных месторождений импрегнационно-метасоматического происхождения в субаэральных вулканитах Камчатки и Курильских островов [10, с. 137, табл. 74 и 75].

Таким образом, нами охарактеризованы три особенности колчеданных месторождений Средногорской зоны Болгарии и Югославии: 1) присутствие алунита в рудовмещающих метасоматитах; 2) широкое распространение сульфосолей меди с максимальной положительной валентностью мышьяка и сурьмы (As^{5+} , Sb^{5+}) в их рудах; 3) исключительно отрицательные значения $\delta^{34}\text{S}$ рудообразующих сульфидов при равновесном распределении между ними изотопов серы либо при выраженной тенденции к такому распределению. Все особенности указывают на сравнительно высокий окислительный потенциал минерализующей среды. Эта важнейшая черта генезиса Средногорских месторождений определялась, вероятно, субаэральными условиями существования рудовмещающих вулканических толщ в период минерализации, как это было предположено ранее одним из авторов [18]. Эта геологическая гипотеза допускает либо первичное субаэральное, либо даже субмаринное происхождение рудовмещающих вулканитов при условии более или менее полного осушения их от морских вод к началу рудообразования. Относительно мелководный характер Средногорской тафрогеосинклинали был подчеркнут Б. Богдановым [4]. Гипотеза требует проверки детальными геолого-петрографическими наблюдениями.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Баас Беккинг Л. Г. М., Каплан И. Р., Мур Д.* Пределы колебаний рН и окислительно-восстановительных потенциалов природных сред.— В кн.: Геохимия литогенеза. М., ИЛ, 1963.
2. *Барнс Х. Л., Чаманский Г. К.* Растворимость и перенос рудных минералов.— В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений (перев. с англ.) М., «Мир», 1970.
3. *Бетехтин А. Г.* Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования.— В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1953.
4. *Богданов Б.* Критерии за търсене на медно-пиритни находища привързани към различни типове структурно-металлогени зони.— Годишник на ДСО «Геоложки проучивания», 1971, том XX.
5. *Богданов Б., Богданова Р.* Текстуричните особености на масивните пиритни руди от Панагюрския район като критерии за техния генезис.— Изв. на Геол. ин-т. Сер. рудни и нерудни полезни изкопаеми, 1973, кн. XXII.
6. *Богданов Б., Богданова Р.* Минерални парагенези в медно-пиритните находища от Панагюрския руден район.— В кн.: Минерогенезис. Българска академия на науките, Геол. ин-т, София, 1974.
7. *Богданов Б., Богданова Р.* Медно-колчеданно месторождение Радка.— В кн.: Двенадцет рудных месторождений Болгарии. Междунар. ассоциация по генезису рудных месторождений. IV Симпозиум (Варна, 1974). София, 1974.
8. *Велинов Ив.* Пропилити и алунитови кварцити в района на Брезник.— Изв. на Геол. ин-т. Сер. геохим., минерал. и петрогр., 1967, кн. XVI.
9. *Велинов Ив.* Зоналност и генезис на пропилитите и вторичните кварцити в района на селата Клисурса и Пищене, Софийско.— Изв. на Геол. ин-т. Сер. геохим., минерал. и петрогр., 1971, кн. XX.
10. *Гриненко В. А., Гриненко Л. Н.* Геохимия изотопов серы. М., «Наука», 1974.
11. *Димитров Р., Гриненко Л. Н., Гриненко В. А.* Сравнительная характеристика изотопного состава серы основных типов эндогенных сульфидных месторождений Болгарии.— Тезисы докладов Междунар. ассоциации по генезису рудных месторождений. IV Симпозиум (Варна, 1974). София, 1974.
12. *Иванов И. П.* Физико-химические условия, контролирующие образование зональности во вторичных кварцитах.— В кн.: Метасоматиты и рудообразование. М., «Наука», 1974.
13. *Иванов М. В.* Биогеохимия серы.— В кн.: Геохимия и минералогия серы. М., «Наука», 1972.
14. *Качаловская В. М., Осипов Б. С., Кукоев В. А. и др.* Колусит, арсеносульванит и сульванит из медных руд месторождения Бор (Югославия).— В кн.: Минералы и парагенезисы минералов эндогенных месторождений. Л., «Наука», 1975.
15. *Кашкай М. А.* Алуниты, их генезис и использование. Т. 1. М., «Недра», 1970.
16. *Лебедев Л. М., Дудинская Е. Т., Голованова Т. И.* О рудных новообразованиях в опализированных пирокластических породах вулкана Менделеева.— Докл. АН СССР, 1975, 223, № 5.
17. *Логонов В. П.* О генетическом родстве серно-сульфидных месторождений с типично колчеданными.— Докл. АН СССР, 1969, 189, № 3.
18. *Логонов В. П.* Серно-сульфидные залежи новейшего возраста и их значение для геологической классификации и познания условий генезиса колчеданных месторождений.— В кн.: Метасоматиты и оруденение. М., «Наука», 1975.
19. *Логонов 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.
20. *Маракушев А. А., Безмен Н. И.* Термодинамика сульфидов и окислов в связи с проблемами рудообразования. М., «Наука», 1972.
21. *Наковник Н. И.* Вторичные кварциты СССР и связанные с ними месторождения полезных ископаемых. М., «Недра», 1964.
22. *Наумов Г. Б., Рыженко Б. Н., Ходаковский И. Л.* Справочник термодинамических величин. М., Атомиздат, 1971.
23. *Радонова Т. Г.* Първична минерализация и околорудни изменения в районе на м. Радка, Панагюрско.— Трудове върху геологията на България. Сер. геохим. и полезни изкопаеми, 1962, кн. III.
24. *Радонова Т. Г.* Зоналност на хидротермалните метаморфити и мястот на алунитовите кварцити в тях при с Попинци Панагюрско.— Изв. на Геол. ин-т. «Страшимир Димитров», 1966, кн. XV.
25. *Радонова Т. Г.* Зоналност на пропилитов и вторичных кварцитов Красен-Петеловской зоны Панагюрского района.— Геол. рудн. месторожд., 1969, № 2.
26. *Радонова Т. Г.* Пропилити и вторични кварцити от Централного Среднегория и техният съотношения с медно-пиритните орудявания.— Изв. на Геол. Ин-т. Сер. геохим., минерал. и петрогр., 1970, кн. XIX.
27. *Радонова Т. Г., Велинов И. А.* Взаимоотношения пропилитов и вторичных кварцитов с оруденением Централного и Западного Среднегорья (България).— В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М., «Наука», 1974.

28. *Сергеева Э. И., Наумов В. Б., Ходаковский И. Л.* Условия образования сульфидов мышьяка в гидротермальных месторождениях.— В кн.: Геохимия гидротермального рудообразования. М., «Наука», 1971.
29. *Старостин В. И.* Медные месторождения Бор и Майданпек в Югославии.— Вестн. Моск. ун-та, 1969, № 3.
30. *Терзиев Г. И.* О гипогенной зональности руд полиметаллического месторождения Челопеч.— Геол. рудн. месторожд., 1966, № 3.
31. *Филимонова А. А.* Опыты по нагреванию борнитсодержащих колчеданных руд.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1952, № 3.
32. *Чухров Ф. В.* Некоторые вопросы генезиса месторождений в вулканогенных толщах.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 1.
33. *Drovenic M., Leskovšek H., Pezdič J., Stručl J.* Sulfur-isotope composition sulfides of some Yugoslav ore deposits.— Rudarsko-Metallurški Zbornik, 1970, № 2—3.
34. *Graig J. R., Barton P. B.* Thermochemical approximations for sulfosalts.— Econ. Geol., 1973, 68, № 4.
35. *Hemley J. J., Hostetler P. B., Gude A. J., Mountjov W. T.* Some stability relations of alunite.— Econ. Geol., 1969, 64, № 6.
36. *Jacobson C. A.* Encyclopedia of chemical reactions. Vol. 1. New York, Reinhold Publishing Corporation, 1946.
37. *Kajitwara Y., Date J.* Sulfure isotope study of Kuroko-type and Kieslager-type stratabound massive sulfide deposits in Japan.— Geochem. J., 1971, 5, p. 133—150.
38. *LeRoy W.* Die einwirkung von Schwefelwasserstoff auf Arsensäure.— Z. anorg. Chem., 1902, 29, Ht 1.
39. *Ohmoto H.* Systematics of sulfur and carbon isotopes in hydrothermal ore deposits.— Econ. Geol., 1972, 67, № 5.
40. *Radonova T. G., Velinov I. A.* The alunite facies of the secondary quartzites in the Srednogorian Zone.— Acad. de Sci. Bulgaria, Comptes Rendum, 1969, 22, № 3.
41. *Robinson B. W., Ohmoto H.* Mineralogy, fluid inclusions and stable isotopes of the Echo Bay U—Ni—Ag—Cu deposits, Northwest territories, Canada.— Econ. Geol., 1973, 68, № 5.
42. *Rye P. O., Ohmoto H.* Sulfur and carbon isotopes and ore genesis: review.— Econ. Geol., 1974, 69, № 6.

РЕДКОМЕТАЛЬНЫЕ ЩЕЛОЧНЫЕ КВАРЦ-АЛЬБИТ-МИКРОКЛИНОВЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ (КВАЛЬМИТЫ) ЗОН РЕГИОНАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА

В. С. Кудрин

За последнее десятилетие в разных районах Советского Союза, а также за рубежом был открыт и изучен ряд своеобразных месторождений редких элементов, в которых формирование оруденения связано с проявлением щелочного кварц-полевошпатового метасоматизма в приразломных зонах регионального метаморфизма.

Эти образования обладают поразительным сходством большинства главных особенностей минерального и химического состава со щелочными метасоматитами плутоногенного типа, описанными ранее в качестве щелочных (эгирин-рибекитовых) разновидностей «апогранитов» [4]. Однако своеобразные геологические условия залегания и образования этих пород, не обнаруживающих генетических и иных связей с интрузивами гранитоидов и занимающих вполне определенное пространственное и временное положение в процессах приразломного регионального метаморфизма и гранитизации, с продуктами которых часто они имеют и геохимическую общность, дают достаточно веские основания считать их метаморфогенно-гидротермальными.

Щелочные разности составляют лишь часть более обширной по характеру присутствующих в них темноцветных и рудных минералов

совокупности пород, относящихся к формации кварц-альбит-микрoклиновых метасоматитов. Эта формация включает также многие другие разновидности (парагенетические типы) пород: сидерофиллитовые, литионитовые и др. Наиболее характерной особенностью минерального состава всех этих пород, возникших в связи как с плутоногенными, так и с метаморфогенными процессами, являются устойчивость минеральной ассоциации альбита, микроклина и кварца при участии различных темноцветных и второстепенных минералов. В связи с этим по парагенезису главных породообразующих минералов для всех кварц-альбит-микрoклиновых метасоматитов предлагается использовать сокращенный термин «квальмит», а их разности (парагенетические типы), различающиеся темноцветными минералами, обозначать, прибавляя соответствующее определение: «рибекитовый, лепидомелановый, полилитионитовый и др. квальмит».

Разности квальмитов, в которых ведущую роль играют щелочные темноцветные минералы, а также в ряде районов неразрывно связанные с ними геологически и геохимически лепидомелановые, фенгитовые или литиевослюдистые разновидности занимают в пределах формации кварц-альбит-микрoклиновых метасоматитов обособленное положение, и их необходимо выделять в самостоятельную (субформационную) группу щелочных квальмитов. Такая естественная и классификационная обособленность щелочных квальмитов определяется не только устойчивостью и повторяемостью определенной совокупности парагенезисов породообразующих, рудных и типоморфных второстепенных минералов, но и геохимической и металлогенической спецификой и общностью геолого-генетических условий образования. Рассмотрим кратко главные особенности, свойственные щелочным квальмитам зон регионального метаморфизма.

Геотектоническая позиция. В большинстве регионов щелочные квальмиты группируются в поля или пояса, объединяющие отдельные метасоматические тела. Все поля и пояса щелочных квальмитов расположены в консолидированных структурах континентальной земной коры: кристаллических щитах древних платформ, срединных массивах или областях завершенной складчатости и контролируются краевыми и внутренними глубинными разломами планетарного масштаба, представляющими мобильные зоны сочленения разнородных блоков земной коры.

Положение полей и отдельных наиболее крупных участков развития метасоматоза определяется пересечениями этих контролируемых зон с поперечными «сквозными» разломами.

Образование щелочных квальмитов во всех случаях связано с тектоно-магматической активизацией (или «протоактивизацией») упомянутых структур.

Щелочной метасоматоз, как и предшествовавший ему приразломный региональный метаморфизм, относится к завершающему этапу активизации — периоду общего дифференцированного глыбового воздымания.

Специфическими особенностями геологического положения щелочных квальмитов зон регионального метаморфизма, отличающими их от плутоногенных щелочных квальмитов, также расположенных в областях тектоно-магматической активизации, являются:

а) пространственная приуроченность к ареалам приразломного регионального метаморфизма эпидот-амфиболитовой фации низких давлений и сопровождающей метаморфизм гранитизации;

б) отсутствие генетических связей с интрузивами;

в) своеобразие ассоциаций интрузивных образований этапа активизации, обычно включающих среднеглубинные интрузивы габбро-норитов, анортозитов и гранитоидов рапакиви или близких им порфировидных гранитов;

г) относительно небольшая мощность земной коры и надбазальтового слоя, по сравнению с соответствующими по типу структур основания провинциями плутоногенных кварцитов;

д) относительно большая глубинность формирования, составляющая, по совокупности геологических данных, 4—5 км [2, 3, 5].

е) существенная роль пликативных структур: замыканий и резких перегибов складок II—III порядков, флексур и других структурных элементов;

ж) большие масштабы развития метасоматического процесса, проявленного вдоль контролирующих разломов на десятки, иногда на сотни километров; крупные размеры самих метасоматических тел и большая их вертикальная протяженность (сотни метров).

Возраст. Щелочные кварциты формировались преимущественно в докембрии, начиная с конца нижнего — начала среднего протерозоя. Лишь на Урале они образовались в среднем-верхнем палеозое и в Средней Азии — в кайнозое.

Строение метасоматических тел. Главные геологические особенности метасоматических тел — их морфология, размеры и внутреннее строение — в значительной мере определяются строением субстрата, в котором развивается метасоматоз. Как правило, это кислые алюмосиликатные породы: горизонты и пачки гнейсов или богатых глиноземом метаморфических сланцев, тела гранито-гнейсов и зоны гранитизированных пород в толщах более основных метаморфических пород. В зависимости от расположения и формы тел замещающихся пород находится и морфология тел метасоматитов. Последние обычно имеют сложную форму, приближающуюся к линзовидной или пластообразной, они часто группируются в серии таких тел также в целом линзовидной или более сложной конфигурации. Залегают они в большинстве случаев согласно с вмещающими метаморфическими породами и в целом подчинены складчатой структуре вмещающих толщ. Размеры таких метасоматических залежей измеряются сотнями метров, достигая в отдельных случаях 3—5 км по простиранию и 1,0—1,5 км по мощности. Реже щелочные кварциты возникают по расположенным среди метаморфических толщ телам древних гранитоидов, а в исключительных случаях — по дайкам основных пород (диабазов). При этом тела кварцитов подчинены элементам разрывных структур: зонам катаклизмов, бластомилонитов и др. и имеют жило- или линзовидную форму. Мощность их от долей метра до первых десятков метров, протяженность — десятки и сотни метров, иногда до 1 км. С вмещающими породами щелочные кварциты часто связаны постепенными переходами через разности, испытавшие неполное замещение. Нередки также и резкие контакты, на которых со стороны метасоматитов часто развиваются жилообразные зоны крупнозернистых или пегматоидных, обычно лейкократовых кварц-микроклиновых пород, аналогичных зонам «штокшейдера» метасоматически измененных гранитов, а со стороны вмещающих пород — зоны биотитизации типа крупночешуйчатых слюдитов, нередко с флюоритом.

Очень сложно внутреннее строение метасоматических тел. Помимо тектоники это связано с первичной неоднородностью состава субстрата и анизотропией его физических свойств: плотности, трещиноватости, проницаемости, что сказывается на характере метасоматических реакций, интенсивности их протекания и конечных продуктах метасоматоза. В результате этого в сложно построенных метасоматических залежах обычно участвует серия субпараллельных, многократно чередующихся зон метасоматитов различного состава, а также не полностью преобразованных и даже неизмененных исходных пород. В среде метаморфических толщ эти зоны расположены согласно со складчатыми структурами последних. Мощность этих зон варьирует от десятков, реже сотен метров до нескольких сантиметров и менее.

В распространении разностей метасоматитов обычно проявлена сложная зональность, в которой сочетаются элементы зональности, возникшие вследствие влияния разных причин: различий состава и физических свойств исходных пород, изменчивости физико-химических факторов протекания процесса, неравномерного развития в пространстве разновременных стадий.

При обычной для метасоматоза тенденции уменьшения интенсивности и ареалов замещения от ранних к поздним стадиям и все возрастающей роли в локализации продуктов поздних стадий трещинных структур зональность, связанная со стадийностью процесса, зависит главным образом от конкретных для каждого региона особенностей проявления интерминерализационных тектонических подвижек. Эта зональность накладывается на зональность в развитии метасоматоза каждой стадии и усложняет ее.

Отчетливо проявляется в строении метасоматических тел фаціальная зональность, возникшая как результат особенностей состава исходных пород в отношении инертных компонентов. Она выражается в различии минеральных ассоциаций образующихся метасоматитов либо в количественных соотношениях главных минералов. В качестве примера приведем один из районов Европейской части СССР, где апогранитные метасоматиты имеют существенно кварц-микроклин-альбитовый состав и отличаются низким содержанием темноцветных минералов: лепидомелана, рибекита или эгирина, тогда как возникшие на продолжении тех же тел аподиабазовые метасоматиты представлены меланократовыми альбититами с магнезиорибекитом, тайниолитом и эгирином. Такая существенная разница одновременно образованных парагенезисов, несомненно, связана с изначальными различиями исходных пород в уровнях содержания кремнекислоты, калия, железа и магния.

Широко распространена, особенно в метасоматических телах, возникших по слоистым и сланцеватым породам, зональность, выраженная в частом послойном чередовании отличающихся по набору темноцветных минералов разностей квальмитов. Последовательность в смене этих типов всегда постоянна и соответствует ряду наблюдаемых взаимозамещений темноцветных минералов. Такая смена минеральных парагенезисов происходит в объеме метасоматических тел симметрично по обе стороны от плоскостей отслоений или трещинных зон, наиболее пронизываемых для инфильтрации растворов, причем к трещинам приурочены тыловые зоны (рис. 1). Этот тип зональности, детальнее рассмотренный ниже, интерпретируется как диффузионная фаціальная метасоматическая зональность.

Обычная метасоматическая зональность, характеризующаяся убывающим числом минералов во внутренних зонах, развита ограниченно и очень локально, в виде маломощных жилообразных трещинных тел.

Минеральный и химический состав пород. Щелочные квальмиты разных районов и тел обладают рядом характерных общих особенностей качественного и количественного минерального состава и химизма пород. Близки также главные черты химического состава минералов, многие из которых являются типоморфными. Наиболее яркие черты типоморфизма свойств и состава минералов и их ассоциаций определяют весьма важные отличия щелочных квальмитов от других близких им по составу метасоматических, метаморфических и магматических пород

Общее число минералов, участвующих в составе метасоматических пород отдельных месторождений, достигает 40—50, а всего в образованиях этого типа установлено около 90—100 минералов эндогенного происхождения. Естественно, что не все они встречаются совместно и многие из них обнаруживают закономерную приуроченность к опре-

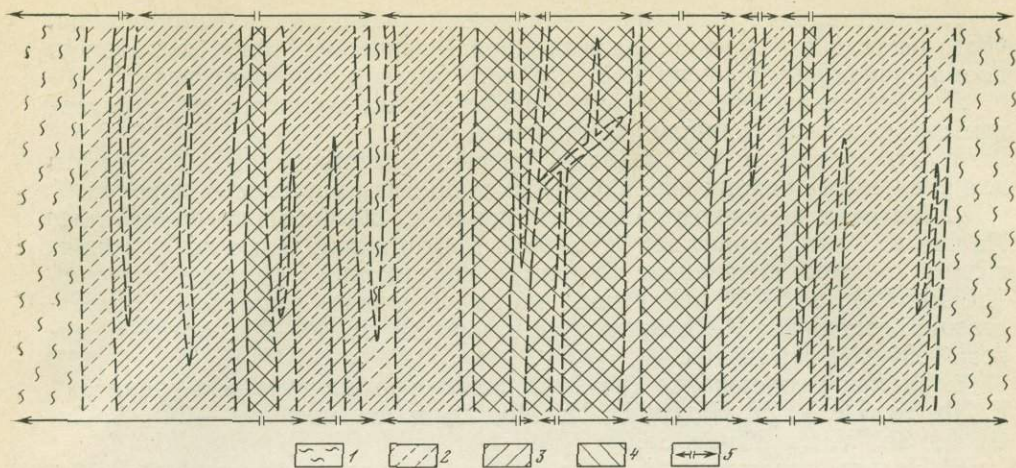


Рис. 1. Принципиальная схема фацальной зональности фтор-натриевой стадии в строении апогнейсовых щелочных кварцитов

1 — биотитовые гнейсы; 2—4 — криолитсодержащие кварциты: 2 — с лепидомеланом, 3 — со щелочным амфиболом, 4 — с эгиринном; 5 — направление диффузии от тыловых зон к передовым

деленным разностям, фациям и зонам метасоматитов, т. е. присущи лишь определенным парагенезисам.

Кроме альбита, микроклина и кварца, которые в различных количественных соотношениях участвуют в составе почти всех петрографических разновидностей рассматриваемых пород и в сумме обычно составляют 75—90% их объема, характерными породообразующими минералами щелочных кварцитов являются железо-натриевые силикаты — обычно щелочной амфибол типа рибекита, иногда относящийся к рибекит-арфведсонитовому ряду, реже — магнизиорибекит, а также эгирин. Часто вместо щелочных темноцветных минералов в составе некоторых разностей широко представлены слюды, среди которых наиболее обычны литийсодержащий лепидомелан, литиевый фенгит, а также литиевые слюды ряда протолитионит — циннвальдит — полилитионит. Изредка место темноцветного минерала занимает магнетит. К числу породообразующих минералов иногда также относится флюорит или криолит. Очень велико в породах число прочих второстепенных минералов, относящихся к классам окислов, силикатов, титано-цирконо-силикатов, карбонатов, фторидов, фосфатов, сульфидов и др. Из них следует упомянуть такие типоморфные для щелочных кварцитов минералы, как сложные фториды — томсенолит, пахнолит, гагаринит, ральстонит, веберит, нейборит и др.; виллемит и свинецсодержащий астрофиллит, которые, так же как плюмбопироксид и гентгельвин, возникли в результате проявления литофильных свойств свинца и цинка; при формировании кварцитов; сидерит, иоцит и большая группа редкометалльных минералов. Среди последних, кроме литиевых слюд, наиболее широко представлены циркон или малакон, тантало-ниобаты группы пироксидов, фергюсонита, колумбита; нередко фториды, фторкарбонаты, фосфаты или силикаты редких земель — гагаринит, иттрофлюорит, флюоцерит, бастнезит, ксенотим, монацит, гадолинит и др. В некоторых районах широко развиты минералы бериллия: фенакит, бертрандит, гентгельвин, лейкофан и др.

В химическом составе щелочных кварцитов, изученном в большинстве районов достаточно детально [2, 3, 8, 12], установлен ряд общих типоморфных черт, отличающих эти породы от близких им по парагенезисам породообразующих минералов гранитоидов и гнейсов.

1. Значительные вариации содержаний большинства компонентов, часто не только в породах разных парагенетических типов и районов, но и в одинаковых разновидностях одного метасоматического тела.

2. Нарушение или ослабление свойственных гранитам коррелятивных связей между главными компонентами [4].

3. Относительная стабильность уровней содержания Al, K, Fe, Mn для квалмитов каждого тела, близких к таковым в исходных породах.

4. Высокая щелочнометальность пород с обычным преобладанием Na над K. Калий играет ведущую роль только в локальных зонах сопряженной микроклинизации. Уровни содержаний редких щелочей (Li, Rb, Cs) в 5—30 раз выше, чем в щелочных гранитах. Соответственно, отношение K/Rb снижается в породах до 40—20 против обычного 150—400 в гранитах.

5. Высокое содержание (на 1—2 порядка выше кларка в гранитах) F, Nb, Ta, TR, V, Zr, Hf, Be, U, Th, Pb, Zn и повышенное —CO₂, S, Cu, Bi, As, Sn, W, Ga, Tl, Ge, Sc.

6. Низкое содержание, часто почти полное отсутствие Ca, Mg, а также Sr, Ba, B, Cl; пониженное по сравнению с исходными породами и с кларками содержание Ti и P.

В качестве типоморфных черт химизма пород выступают также совокупности некоторых из перечисленных особенностей. В частности, для щелочных квалмитов весьма характерна ассоциация литофильных редких и ряда халькофильных элементов, которая в таком полном виде не повторяется ни в каких других эндогенных рудных образованиях.

Эволюция метасоматического процесса. Образование щелочных квалмитов происходило в ходе довольно длительного и сложного метасоматического изменения пород. В этом процессе устанавливается следующая общая направленность: 1) ранний, калиевый этап — микроклинизация, нередко сопровождаемая биотитизацией, особенно интенсивной в среде, богатой железом; 2) натриевый этап — формирование квалмитов и альбититов, вначале с щелочными амфиболами, эгирином, криолитом (или другими алюмо-натриевыми фторидами), реже лепидомеланом или фенгитом, а позднее с литиевыми слюдами, замещающими железо-натриевые силикаты; 3) этап кислотного выщелачивания — окварцевание, грейзенизация; 4) этап отложения оснований — окислов титана, железа, марганца, выделение сульфидов, образование кварц-карбонатных прожилков и др.

Полнота перечисленных метасоматических явлений в разных районах или телах неодинакова, и некоторые этапы процесса нередко выпадают или представлены в редуцированном виде.

Ранняя микроклинизация наблюдается не всегда и обычно тяготеет к породам, претерпевшим гранитизацию. Она выражается в образовании промежуточного микроклина, характерными особенностями которого являются простые двойники «зародышевого» типа, обилие пертитов и часто относительно крупные размеры зерен, играющих роль порфиробласт. Одновременно с микроклинизацией происходило увеличение железистости биотита, а в породах, содержащих другие темноцветные минералы, — замещение их биотитом. Условия и особенности развития ранней микроклинизации, вероятно, близки процессам «фельдшпатизации» позднемагматического или раннего постмагматического этапа. В предельных случаях при протекании процесса в существенно алюмосиликатной среде (например, в анортозитах) он приводил к возникновению анхимономинеральных микроклинитов («сиенитов»).

Наиболее полно во всех случаях развиты парагенезисы натриевого этапа, обуславливающие главные особенности состава конечных продуктов метасоматоза и определяющие формационную принадлежность всей совокупности рассматриваемых пород к квалмитам. Метасомати-

ческие процессы этого этапа проявлены как по породам, испытавшим порфиробластическую микроклинизацию, так и без нее. Этот этап отчетливо подразделяется на три стадии: фтор-натриевую (щелочных квальмитов), натриево-литиевую (литиевослюдистых квальмитов и альбитов) и собственно натриевую (альбитов).

Характерной особенностью первой стадии является постоянный парагенезис альбита с микроклином и кварцем. Микроклин, ассоциирующий с альбитом, представлен максимальными разностями, обладающими высокой рентгеновской триклинностью ($\Delta=0,91-1,0$), упорядоченностью ($-2V=74-82^\circ$) и низким содержанием натрия ($0,8-3,5\% \text{ Na}_2\text{O}$). Для него весьма типичны решетчатое двойниковое строение и отсутствие пертитов. Он образуется путем перекристаллизации ранее существовавшего микроклина. На фронте метасоматоза в породах, претерпевших слабое изменение, этот микроклин появляется первым, без альбита.

Типичная метасоматическая колонка этой стадии, развитая в биотитовых гнейсах, имеет следующее строение.

0. Исходный гнейс: кварц, плагиоклаз, К-полевой шпат, магнезиально-железистый биотит, магнетит.
01. Измененный гнейс: кварц, плагиоклаз, микроклин, лепидомелан, магнетит.
 1. Кварц, альбит, микроклин, лепидомелан.
 2. Кварц, альбит, микроклин, лепидомелан, щелочной амфибол.
 3. Кварц, альбит, микроклин, щелочной амфибол.
 4. Кварц, альбит, микроклин, щелочной амфибол, эгирин.
 5. Кварц, альбит, микроклин, эгирин.

Во всех зонах колонки метасоматитов присутствуют также криолит (или другие фториды) и минералы редких элементов. Ассоциации с двумя темноцветными минералами характеризуются постепенным убыванием содержания одного и возрастанием — другого минерала по мере приближения к границам зон. Очевидно, ассоциации соответствуют условиям реакции замещения одного минерала другим, т. е. линиям моновариантного равновесия, разграничивающим на диаграмме состояния системы поля устойчивых четырехминеральных парагенезисов. Поскольку смена парагенезисов каждого поля происходит без изменения числа минералов, она должна быть связана с изменением интенсивных параметров системы, т. е. соответствует условиям развития фациальной метасоматической зональности.

При свойственном квальмитам частом чередовании маломощных зон нет оснований видеть причину замещения минералов в колебаниях температуры или давления. Очевидно, это замещение вызвано изменением химических потенциалов вполне подвижных компонентов. Такие изменения, по-видимому, можно объяснить механизмом диффузии, относительная роль которой в поступлении вещества значительно возрастает в направлениях, перпендикулярных трещинам отслоений, т. е. основным путям инфильтрации растворов, в обе стороны от которых симметрично расположены перечисленные зоны колонки.

Анализ парагенезисов минералов [8] показывает, что виртуальными вполне подвижными компонентами, увеличение химических потенциалов которых обуславливает смену минеральных ассоциаций, являются натрий и кислород. Содержание натрия закономерно увеличивается от передовых к тыловым зонам колонки, и именно возрастанием активности натрия в первую очередь можно объяснить смену лепидомелана щелочным амфиболом и последнего — эгирином. Параллельно возрастает степень окисленности железа, что может рассматриваться как следствие повышения активности кислорода в результате увеличения щелочности растворов [6].

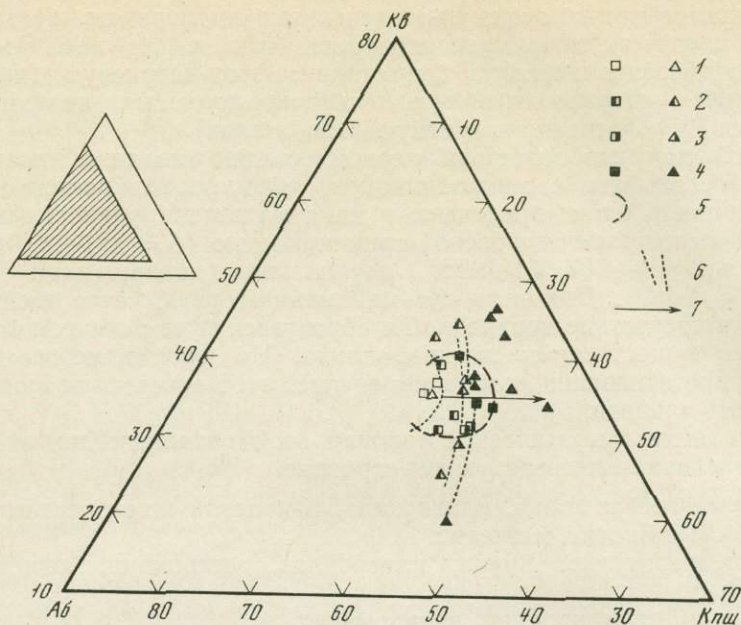


Рис. 2. Диаграмма вариаций субмодального минерального состава апогранито-гнейсовых (квадрат) и апогнейсово-сланцевых (треугольник) квальмитов фтор-натриевой стадии (Σ альбита (Аб), микроклина (Кпш) и кварца (Кв) = 100%)

1—4 — фациальные типы квальмитов: 1 — с лепидомеланом, 2 — с лепидомеланом и щелочным амфиболом, 3 — со щелочным амфиболом, 4 — со щелочным амфиболом и эгирином; 5 — граница поля составов апогранито-гнейсовых квальмитов; 6 — границы полей составов фациальных типов квальмитов; 7 — направление изменения состава пород от передовых зон к тыловым

Виртуальными инертными компонентами следует считать Al, Fe и K, содержание которых не влияет на состав темноцветных минералов и практически не изменяется при метасоматических преобразованиях. Особое значение имеет инертное поведение калия, которое обуславливает устойчивое участие микроклина во всех парагенезисах данной стадии. Именно благодаря инертности калия натриевый или, точнее, фтор-натриевый по своему химизму метасоматоз не приводит на данной стадии к альбитизации микроклина и образованию существенно альбитовых пород. Напротив, содержание альбита даже несколько уменьшается в тыловых зонах колонки, так как в условиях повышающейся щелочности часть его замещается микроклином по реакции типа: альбит + лепидомелан → рибекит + микроклин (рис. 2). В то же время высокая концентрация фтора обуславливает замещение части альбита криолитом. Таким образом, сущность метасоматоза фтор-натриевой стадии заключается в формировании щелочных квальмитов — кварц-микроклин-альбитовых пород с железо-натриевыми силикатами и алюмо-натриевыми фторидами, в которых количественные соотношения главных минералов определяются содержаниями в исходных породах Al, Fe, K, а также концентрацией привнесенного F.

Минеральные парагенезисы F—Na стадии включают и ряд продуктивных минералов редких элементов: минералы групп пирохлора, циркона, гентгельвина, лейкофана и др.

Вторая стадия натриевого этапа — натрий-литиевая — развита далеко не всегда, но в случае ее проявления она довольно отчетливо накладывается на все фации предшествующей стадии. Главной ее особенностью является замещение железо-натриевых силикатов литиевыми слюдами ряда полилитнионит — циннвальдит при сохранении главного

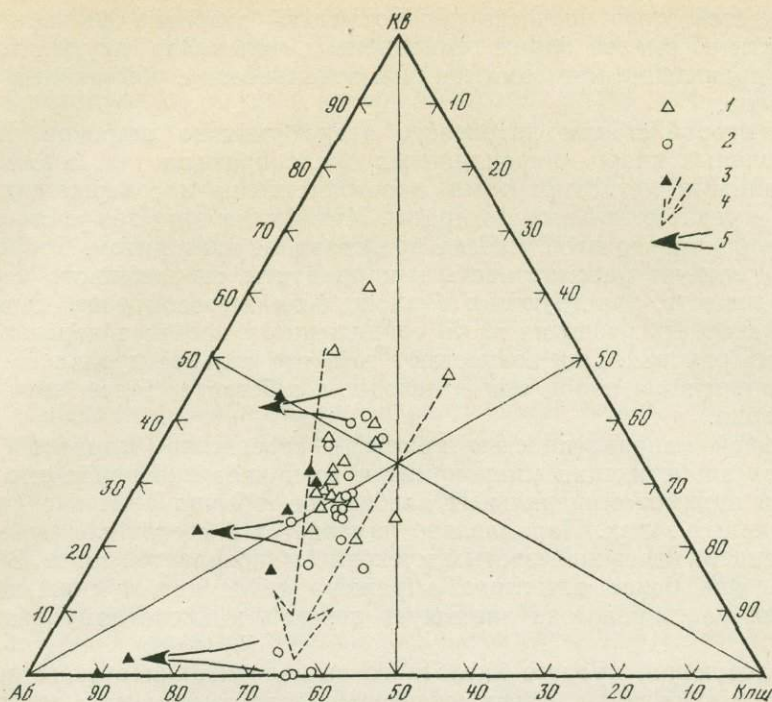


Рис. 3. Диаграмма изменения субмодального минерального состава пород в разные стадии натриевого этапа ($\Sigma Аб, Кпш, Кв=100\%$)

1—3 — метасоматиты главных стадий: 1 — фтор-натриевой, 2 — натрий-литиевой, 3 — натриевой; 4—5 — направление изменения состава пород: 4 — натрий-литиевая стадия, 5 — натриевая стадия

гордообразующего парагенезиса — альбит + микроклин + кварц. Содержание микроклина остается на одном уровне, но количество альбита растет за счет уменьшения кварца и исчезновения криолита, и в пределе, т. е. в локальных участках развития тыловых зон, процесс иногда приводит к образованию микроклин-альбитовых пород (микроклин-альбитов) с циннвальдитом или полилититом (рис. 3). Данная стадия, по-видимому, знаменует начало снижения щелочности растворов, что особенно явно выражено в смене темноцветных минералов и замене криолита альбитом, а также в изменении состава редкометальной минерализации (замещении пироклора колумбитом, появлении торита, редкоземельных фосфатов и др.). Однако в целом процесс имеет еще достаточно щелочной характер, на что указывает развитие альбита за счет кварца. Общим итогом метасоматоза натрий-литиевой стадии является образование литиево-слюдистых квальмитов, отличающихся от щелочных участием в их составе литиево-железистых слюд вместо железо-натриевых силикатов и отсутствием сложных фторидов.

Исходя из приведенных особенностей состава и условий образования щелочных и литиево-слюдистых квальмитов, уместно предложить формулировку процесса квальмитизации.

Квальмитизация — высокотемпературный метасоматический процесс щелочного характера в алюмосиликатной среде, происходящий с выносом в породу натрия и железа повышенной степени окисленности, выносом кальция и магния при инертном поведении кремния, алюминия, калия и железа и приводящий к образованию устойчивого парагенезиса альбита, микроклина и кварца с участием железо-натриевых силикатов или литиево-железистых слюд. В качестве характерных

особенностей этого процесса надо отметить развитие фациальной зональности со сменой одних темноцветных минералов другими и очень слабое проявление метасоматической зональности с убывающим числом минералов.

Для второй стадии натриевого этапа типично широкое развитие пегматоидных кварц-микроклиновых жиллообразных тел, совмещенных с описанными метасоматитами пространственно и содержащих те же слюды и редкометалльные минералы. Микроклин этих тел часто отличается наличием пертитов, иногда представлен амазонитом. Эти породы, видимо, следует рассматривать как продукты сопряженного переотложения веществ, участвующих в площадном метасоматозе. Масштабы и интенсивность развития этого сопряженного процесса неравнозначны в разных районах. Они возрастают там, где сильнее проявлена ранняя микроклинизация пород или в исходном субстрате более значительна доля калия.

Главной направленностью третьей — собственно натриевой стадии является альбитизация микроклина и возникновение пород типа кварцевых и анхимономинеральных альбититов, обычно локально развитых в трещинных зонах. Параллельно изменяется и состав слюды, которая представлена здесь железистым мусковитом, появляется топаз. В третью стадию еще более отчетливо выражена тенденция к снижению щелочности растворов; она знаменует переход к кислотному выщелачиванию.

Последующий процесс кислотного выщелачивания обычно выражен в окварцевании пород, развитом весьма неравномерно и не всегда. Еще реже и слабее проявлена околотрещинная грейзенизация, в которой участвуют глиноземистые слюды типа сидерофиллита и мусковита. Минералы редких элементов представлены здесь ограниченно.

Поздний этап отложения оснований выражается в образовании маломощных прожилков кварц-сульфидного, ильменит-кварцевого, кварц-карбонатного состава.

Условия образования. В противоположность плутоногенным щелочным квальмитам, метасоматическая либо магматическая природа которых дискуссионна, для метаморфогенных квальмитов этот вопрос не вызывает сомнений. О метасоматическом способе образования метаморфогенных квальмитов, помимо общих, широко известных структурных, вещественных и геологических признаков, неоспоримо свидетельствуют: геологические условия залегания этих пород — преимущественно среди метаморфических толщ, постепенные переходы к вмещающим породам, наличие многочисленных останцов, реликтов последних внутри залежей квальмитов, развитие замещения по породам разного состава и унаследованность особенностей состава и текстур замещающихся пород квальмитами.

На протекание процесса метасоматоза во флюидно-гидротермальных условиях указывают также вероятные температуры кристаллизации главных минеральных ассоциаций. По данным гомогенизации газожидких включений в криолите, гентгельвине, кварце, а также данным двуполевошпатового и других геологических термометров, минералообразование натриевого этапа, т. е. формирование собственно квальмитов, протекало в интервале температур от 600—550 до 450—350° С [1, 5, 12].

Рассмотрим причины проявления метаморфогенно-гидротермального минералообразования и источники производящих его растворов. В настоящее время общепризнанно, что агентами приразломного регионального метаморфизма и процесса гранитизации являются энергия и вещество (растворы) только глубинных — подкорковых источников [7, 9, 10 и др.]. Геологические особенности проявления щелочного метасоматоза в зонах подобного метаморфизма дают достаточно убедительные свидетельства их тесной связи.

1. Метасоматоз развивается вдоль тех же протяженных глубинных разломов, что и метаморфизм, и занимает вполне определенную геологическую позицию по отношению к метаморфическим зонам, обнаруживая непосредственную связь с распространением пород амфиболитовой фации, т. е. с участками наибольших динамических напряжений и проницаемости.

2. Характерна возрастная близость процессов метаморфизма и щелочного метасоматоза. Последний следует за метаморфизмом и сопровождается его гранитизацией, сменяя более широко развитые (в площадном отношении) послемагматические процессы: порфиробластическую микроклинизацию и кислотное выщелачивание.

3. Не устанавливаются какие-либо признаки генетической связи метасоматоза с интрузивным магматизмом: нередко в полях метасоматитов кислые и щелочные интрузивные породы вообще отсутствуют, иногда они относятся к значительно более древним или более молодым образованиям; продукты предшествующей гранитизации имеют неширокое распространение, меньшее или сопоставимое по объему с продуктами метасоматоза, и, следовательно, они не могут служить непосредственными источниками растворов.

Таким образом, наиболее логично предположение, что интрателлурические растворы, с которыми связан приразломный метаморфизм, на регрессивном этапе процесса метаморфизма эволюционно переходят в растворы (или сменяются новыми порциями растворов), производящие метасоматоз. В их составе определенную роль могут играть вода и другие продукты, освобождающиеся при метаморфизме, в частности при метаморфизме более высоких ступеней на более низких уровнях. Однако ведущее значение, видимо, сохраняют потоки глубинных растворов, которые поступают в этот период по более локальным зонам вдоль подновленных разломов, разрешающих максимальные напряжения преимущественно в зонах метаморфизма амфиболитовой фации. На глубинное происхождение этих растворов указывает также тесная пространственная и возрастная близость щелочных квалъмитов с интрузивами базитов и ультрабазитов.

В развитии метаморфогенно-гидротермального процесса имеется еще одна особенность, которую, скорее всего, можно объяснить влиянием глубинных эманаций. Речь идет о резком, скачкообразном повышении щелочнометальности (главным образом натриевости) условий минералообразования при переходе от гранитизации, обычно протекающей при щелочнометальности нормальных или слабощелочных биотитовых гранитов, к постгранитизационному метасоматозу. Иногда такое повышение щелочнометальности имеет более постепенный характер и начинается на стадии гранитизации либо, при слабо проявленной гранитизации, еще в предшествующем этапе метаморфизма [2, 11, 13].

Отсутствие четкой приуроченности начала повышения щелочнометальности к определенному этапу метаморфогенного процесса ставит под сомнение решающую роль внутренних причин эволюции состава растворов в резком изменении щелочнометальности процесса. Наиболее приемлемым объяснением изменения режима процесса остается признание дополнительного поступления по зонам подновленных разломов новых порций глубинных щелочных растворов. Это подтверждается тем, что продуктивный фтор-натриевый метасоматоз не является неизбежным обычным следствием (стадией) развития постгранитизационного процесса, обязательно следующим за более широко проявленной порфиробластической микроклинизацией. Он, напротив, представляет частный случай, нарушающий обычное течение процесса, и имеет узко локальное развитие, проявляясь только в зонах глубинных разломов.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Апельцин Ф. Р., Якушин Л. Н.* О температурном режиме формирования щелочных метасоматитов в толщах метаморфических пород.— В кн.: Особенности методики детального картирования и геологической оценки редкометалльных месторождений, связанных с щелочным метасоматозом в ореоле метаморфических толщ. М., ВИМС, 1972.
2. *Апельцин Ф. Р., Скоробогатова Н. В., Якушин Л. Н.* Генетические черты редкометалльных гранитоидов Полярного Урала и условия их редкометалльной металлогенической специализации. М., «Недра», 1967.
3. *Архангельская В. В.* О тантало-ниобиевом оруденении в древних метасоматических образованиях Восточной Сибири.— Геол. рудн. месторожд., 1968, 10, № 5.
4. *Беус А. А.* Альбититовые месторождения.— В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1968.
5. *Гинзбург А. И., Архангельская В. В., Шацкая В. Т.* Полевошпатовые метасоматиты — новый генетический тип месторождений полезных ископаемых.— Разв. и охрана недр, 1973, № 1.
6. *Коржинский Д. С.* Соотношение между активностью кислорода, кислотностью и восстановительным потенциалом при эндогенном минералообразовании.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 3.
7. *Коржинский Д. С.* Трансмагматические потоки растворов подкорового происхождения и их роль в магматизме и метаморфизме.— В кн.: Кора и верхняя мантия. Междунар. геол. конгресс. XVIII сессия. Доклады сов. геологов. М., «Наука», 1968.
8. *Кудрин В. С.* О формации редкометалльных щелочных кварц-полевошпатовых метасоматитов зон регионального метаморфизма.— Геол. рудн. месторожд., 1972, № 5.
9. *Кузнецов Ю. А., Изох Э. П.* Геологические свидетельства интрателлурических потоков тепла и вещества, как агентов метаморфизма и магмаобразования.— В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии, Т. 1. «Наука», 1969.
10. *Маракушев А. А., Перчук Л. Л.* Происхождение и эволюция трансмагматических и метаморфических флюидов.— В кн.: I Международный геохимический конгресс. Т. 3, кн. 1. М., 1973.
11. *Павленко В. С., Арсеньева А. Д., Капитонова Т. А.* Фации домагматических редкометалльных гнейсов и физико-химические факторы распределения в них аксессуарных компонентов.— В кн.: I Международный геохимический конгресс. Т. 3, кн. 2. М., 1972.
12. *Шацкая В. Т.* Месторождения формации бериллиеносных полевошпатовых метасоматитов.— В кн.: Генетические типы гидротермальных месторождений бериллия. «Недра», 1975.
13. *Knorring O.* Some geochemical aspects of columbitbearing soda granite from southeast Uganda.— Nature, 1960, 188, № 4746.

МЕТАСОМАТИТЫ ОБЛАСТЕЙ АКТИВНОГО ВУЛКАНИЗМА И ИХ РУДОНОСНОСТЬ

С. И. Набоко

Геологический эффект гидротермальных процессов в областях активного вулканизма выражается в образовании локальных сложно построенных тел гидротермально-измененных пород, состоящих из закономерно сочетающихся минеральных фаций. Совокупность метасоматических фаций, их характер, вертикальная и горизонтальная зональность сходны для всех областей активного вулканизма мира, что определяется сходством геологических и физико-химических условий их образования.

Гидротермальное изменение пород и минералообразование протекают в обстановке трех видов, сочетающихся во времени и пространстве: 1) на вулканах в магматической стадии активности; 2) на вулканах в гидротермальной стадии активности; 3) в областях разгрузки гидротермальных систем. До недавнего времени все термопроявления сольфатарного типа генетически связывали с вулканами, а вулканы, на склонах которых они проявлялись, относили к действующим. Генезис сольфатарных полей был пересмотрен в связи с исследованиями гидротермальных систем, ко-

торые стали возможными в результате бурения на гидротермальный пар и воду. Некоторые сольфатарные поля генетически связаны с областями разгрузки гидротермальных систем, хотя и локализовались на аппаратах вулканов. Процессы сернокислотного разложения пород протекают на сольфатарных полях различного генезиса одинаково. В результате этого возникают сходные метасоматические фации, однако сочетания фаций в областях разгрузки гидротермальных систем и на активных вулканах имеют характерные особенности.

В областях разгрузки гидротермальных систем в изученных на Камчатке по скважинам интервалах глубин 0—1400 м образуются зональные тела с одновременным развитием пропилитов, аргиллизитов, щелочных метасоматитов, вторичных кварцитов и гидротермальных глин. Наибольший объем занимают пропилиты, они слагают также внутреннюю зону области разгрузки гидротерм.

На вулканах, находящихся в гидротермальной стадии активности, ведущая роль принадлежит аргиллизитам и вторичным кварцитам. Они представлены высококремнистыми фациями — опаловыми, опал-алуниновыми, опал-каолининовыми, с сульфидами и серой. Сопровождают их слабо пропилизированные породы, развитые по периферии.

На вулканах в магматической стадии активности в межпароксизмальные периоды образуются метасоматические фации, сходные с таковыми на вулканах в гидротермальной стадии активности, но в меньших масштабах; на андезитовых вулканах, особенно в экструзивной стадии извержения, по сравнению с базальтовыми гидротермальное изменение более интенсивное.

В недрах большинства действующих гидротермальных систем по всем изверженным, вулканогенно-осадочным породам основного, среднего и кислого состава в пустотах и трещинах развиваются гидротермальные минералы: хлорит, слюда, монтмориллонит, цеолиты, альбит, адуляр, кальцит, пренит, эпидот, актинолит, сульфиды. Породы приобретают зеленый цвет и оттенок в основном за счет новообразований хлорита, эпидота, монтмориллонита, гидрослюд. В областях разгрузки гидротермальных систем поровый раствор в отличие от региональной пропилизации и диагенеза испытывает существенное влияние со стороны трещинных и пластовых гидротермальных потоков. Поэтому пропилизация в областях тектоно-магматической активности с восходящим гидротермальным потоком сопровождается привнесом-выносом вещества. Первичные порообразующие минералы, за исключением кварца, неустойчивы.

Весь комплекс гидротермальных минералов от высокотемпературных (эпидот, актинолит) до низкотемпературных совмещен в интервале 0—1400 м (забой скважин). При этом эпидот, альбит, пренит, хлорит и актинолит ассоциируют с более низкотемпературными минералами — адуляром, цеолитами, кальцитом, гидрослюдой, монтмориллонитом по всему разрезу вплоть до поверхности. Это вызвано открытостью гидротермальных систем и соответственно активным переносом снизу вверх тепла. По сравнению с региональной пропилизацией и диагенезом в областях разгрузки гидротермальных систем зоны разнотемпературных минеральных ассоциаций имеют меньшую мощность. В пределах пропилитов по минеральным ассоциациям и физико-химическим условиям реакций раствор — порода дополнительно выделяются цеолитовая, адуляровая и гидрослюдисто-монтмориллонитовая фации.

Особого внимания заслуживают минералы, так называемые запретные для поверхностных условий метасоматоза: эпидот, альбит, актинолит, гранат (гидрогранат). Первые находки эпидота среди современных гидротермальных минералов имели место на Паужетке. В дальнейшем эпидот был обнаружен почти во всех метасоматитах гидротермальных систем. Верхняя граница появления эпидота в гидротермально-измененных породах на Паужетке — 25 м, на Горячем пляже — 20, на Большо-

Банном — 60, на Паратунском — 150, на Кошелевском — 500 м. К доказательствам современного образования эпидота относятся: 1) приуроченность к наиболее высокотемпературным участкам; 2) развитие по цементу, стеклу, минералам пород, включая породы четвертичного возраста (Паужетка); 3) ассоциация и тесное прорастание с заведомо современными гидротермальными минералами — цеолитами, кальцитом, кварцем, альбитом, адуляром как в породах, так и в трещинах и пустотах; 4) развитие по всем химическим типам пород; 5) отсутствие эпидота в аналогичном комплексе пород за пределами месторождения.

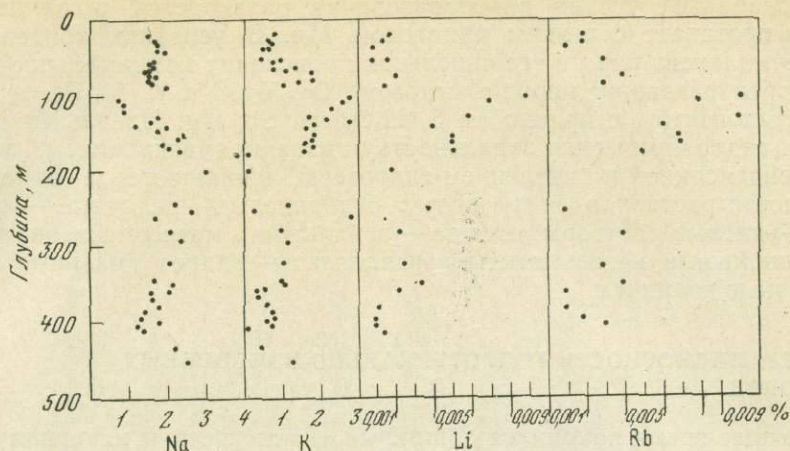
Альбит образуется почти на всех месторождениях гидротерм вместе с адуляром (адуляр-альбитовая зона) и без него (альбитовая зона) в ассоциации с рядом гидротермальных минералов — цеолитами, кальцитом, эпидотом, пренитом. В отличие от адуляра, который развит не только по плагиоклазу, но и по стеклу, в цементе, трещинках и пустотах, альбит избирательно замещает плагиоклаз. Привнос натрия при альбитизации, как правило, не наблюдается, и она может рассматриваться как деанортизация плагиоклаза.

Одной из наиболее характерных особенностей современного гидротермального изменения пород является широкое развитие цеолитов. Цеолитизированные породы в гидротермальных системах в общем соответствуют цеолитовой фации метаморфизма Кумбса. Они возникают в условиях подъема геотермического градиента, где температура выше 100—150° С сочетается с низким давлением. Ассоциация цеолитов с широким спектром минералов пропилитового изменения — монтмориллонитом, хлоритом, слюдой, адуляром, альбитом, эпидотом, пренитом, кальцитом, кварцем, сульфидами и другими минералами — позволила выделить современную фацию цеолитовой пропилитизации [5], которая позднее была названа цеолитовой фацией пропилитов [10]. В настоящее время в гидротермальных системах мира определены 11 цеолитов, среди которых наиболее характерны ломонтит, морденит, клиноптилолит и вайрацит.

Весьма типично широкое развитие в современных пропилитах калий-содержащих минералов — адуляра, гидрослюды, реже алуниита и ярозита. Для некоторых месторождений наблюдается привнос калия почти по всему разрезу (Больше-Банное), для других — только в отдельные зоны (Паужетка, Горячий пляж, Долина гейзеров). Из калиевых минералов особенно важен адуляр. Растворы, вызывающие калиевый метасоматоз, на всех месторождениях гидротерм хлоридно-натриевые или более сложного состава с резким преобладанием натрия над калием. В исходных породах, как правило, натрий преобладает над калием (в вулканах Камчатки и Курильских островов $\text{Na}_2\text{O} > \text{K}_2\text{O}$ в 2—3 раза). В гидротермально-измененных породах содержание K_2O резко возрастает (до 10% вместо 2% в исходной породе), и он становится преобладающим над натрием ($\text{K}_2\text{O} > \text{Na}_2\text{O}$ в 2—3 раза). Содержание натрия в процессе метасоматоза либо уменьшается, либо остается без изменений. Максимальная адуляризация и окремнение приурочены на глубине к зоне падения температуры вод.

Поведение Li, Cs, Rb сходно с поведением калия. В определенном интервале глубин наблюдается неуклонное параллельное увеличение содержания K, Li, Rb в измененных породах при уменьшении Na (см. рисунок). Таким образом, Li, Rb вместе с K поступают в породы из растворов в зоне вскипания, ощелачивания и охлаждения растворов.

Образование глинистых минералов является одной из неперменных особенностей гидротермального изменения пород в областях разгрузки гидротермальных систем. На поверхности под воздействием гидротермального пара и его конденсата при отсутствии или незначительных количествах сероводорода в близонейтральной обстановке формируются монтмориллонитовые глины (Горячий пляж, Киреунские источники). На



Содержания Na, K, Li, Rb в гидротермально-измененных породах по кернам скважин Паужетского месторождения термальных вод

более глубоких горизонтах почти всех месторождений глинистые минералы остаются наиболее распространенными. Среди них определены каолинит, галлуазит, гиббсит (в приповерхностных участках), глубже — монтмориллонит, гидрослюда и гидрохлорит. В последние годы среди современных глинистых минералов открыты смешанно-слоистые образования; из них на Горячем пляже определены: монтмориллонит-хлорит, монтмориллонит-иллит; на Узоне — монтмориллонит-вермикулит; в Стимботе (Невада) — хлорит-вермикулит, названный корренситом, иллит-монтмориллонит [6, 9].

Вследствие того, что в областях тектоно-магматической активности с восходящими гидротермальными потоками геотермические условия резко нестационарны, возникают секущие тела аномального гидротермального изменения пород. На фоне регионального теплового потока (нерезко отличающегося от нормального и несущественно влияющего на температуру поровых растворов) тепловые аномалии имеют плотность теплового потока на несколько порядков выше. Изотермы в интервале 100—300° С, расположенные вне термоаномалий на глубине около 3000 м и более, здесь резко приближены к поверхности. Соответственно и фации средне- и низкотемпературной пропилитизации тоже приближены к поверхности.

В гидротермальных системах существуют различные режимы гидротермальной переработки пород и минералообразования. Зона ниже уровня дегазации и вскипания глубинных гидротерм характеризуется относительно застойным режимом поровых растворов и нерезким температурным перепадом; растворы имеют слабокислую реакцию (рН 4—6), которая определяется растворенным сероводородом, углекислотой и свойствами горячей воды. В этих условиях развивается пропилитизация с несущественным привнесением-выносом вещества, с интенсивной перегруппировкой компонентов породы. Минеральные ассоциации контролируются температурой, литологическим составом и проницаемостью пород, концентрацией в растворах H_2S и CO_2 и глубиной процесса. В зонах дегазации и парообразования, приуроченных к толщам проницаемых пород и разломам, в связи с потерей углекислоты и растворителя (воды) происходит ошелачивание растворов, охлаждение и повышение их минерализации. Метасоматоз пород выражается в образовании кварц-адуляровых и кварц-слюдистых метасоматитов и протекает с усиленным выносом из исходной породы Ca, Mg, Fe, Al и привнесением Si, K, редких щелочных металлов.

В зоне выше уровня парообразования развивается аргиллизация, которая протекает с резким привнесом Mg. В условиях конденсации гидротермального пара и его окисления происходит максимальное химическое преобразование пород с выносом Ca, Mg, Na, K, Al, Fe и ряда микрокомпонентов, с привнесом S, H₂O, As, Sb, Hg. Идеальная вертикальная гидрохимическая зональность, вызванная вскипанием, дегазацией, конденсацией и окислением гидротерм, проявляется в изменении кислотности растворов снизу вверх: слабокислые→щелочные — слабокислые→кислые растворы; отсюда — зональность метасоматитов: пропициты→щелочные метасоматиты→аргиллизиты→гидротермальные глины и вторичные кварциты.

МЕТАЛЛОНОСНОСТЬ ГИДРОТЕРМАЛЬНО-ИЗМЕНЕННЫХ ПОРОД

В настоящее время накопился обширный аналитический материал по содержанию элементов в гидротермально-измененных породах и осадках отдельных проявлений современных гидротерм разломных зон и аппаратов вулканов. Бурение на термальную воду и пар позволило опробовать керн геотермальных скважин на различные элементы до глубин свыше 1 км. При рассмотрении таблиц и графиков привлекают внимание значительные вариации содержаний почти всех элементов (на несколько порядков). Такие вариации далеко превышают колебания кларка и фона для свежих пород различного состава. Это указывает на перемещение

Таблица 1

Содержание металлов в гидротермально-измененных породах (в г/т)

Элементы	Паужетка (167)*	Паратунка (110)	Горячий пляж (52)	Больше-Банные источники (220)	Налачево (15)
B	1—22	0,5—13	1—10	8—27	—
Sc	10—60	2—400	10—80	3—20	—
Ti	200—3500	До 7000	—	30—30000	2000—20000
V	20—4100	10—500	30—600	1—50	300—1000
Cr	10—100	—	1—100	1—300	20—1000
Co	10—200	—	10—40	1—50	10—80
Ni	10—200	—	6—80	1—50	10—80
Cu	10—100	10—400	1—80	1—200	До 80
Zn	10—1000	10—300	До 100	10—600	До 100
Ga	10—300	10—500	10—30	10—70	20—50
Ge	—	1—50	—	—	—
Rb	10—160	10—40	—	50—900	—
Sr	100—250	—	100—200	100—3000	До 100
Y	10—30	—	10—30	10—50	—
Zr	10—1000	30—500	10—30	10—70	10—80
Mo	5—10	3—8	—	3—10	До 2
Ag	1—10	—	—	До 1	—
Sn	До 10	1—80	—	До 1	—
Ba	—	300—5000	300—800	3—5000	200—800
Yb	1—14	—	1—10	До 10	—
Pb	1—200	1—300	До 10	1—7	До 50
Bi	—	1—5	До 10	—	—
Cs	7—23	—	—	—	—
Sb	2,6—10	—	3—19	—	—

*В скобках указано число анализов.

Таблица 2

Содержание Au (в мг/т), Ag, Mo, Sb, Zn и Hg (в г/т) в измененных породах (по данным нейтронно-активационного анализа)

Элементы	Узон	Долина гейзеров	Бурлящий	Паужетка	Горячий пляж	Больше-Банные источники
Au	—	$\frac{0,2-1,7}{0,43}$ (18)	$\frac{0,3-4,3}{1,26}$ (12)	—	$\frac{0,2-20}{1,83}$ (69)	$\frac{0,4-52}{4,23}$ (32)
Ag	$\frac{0,02-5,28}{0,43}$ (65)	$\frac{0,024-0,42}{0,155}$ (16)	$\frac{0,05-0,19}{0,094}$ (16)	$\frac{0,03-0,054}{0,046}$ (9)	$\frac{0,024-1,41}{0,106}$ (61)	—
Mo	$\frac{0,07-22,0}{2,30}$ (60)	$\frac{0,1-1,4}{0,54}$ (6)	$\frac{0,12-1,3}{(0,71)}$ (2)	$\frac{0,31-1,56}{0,57}$ (12)	$\frac{0,13-2,22}{0,64}$ (20)	$\frac{—}{4,14}$
Sb	$\frac{0,2-448,3}{20,0}$ (37)	$\frac{2,5-13,2}{6,26}$ (5)	0,6 (1)	$\frac{2,6-10}{5,73}$ (12)	$\frac{3-19}{8,36}$ (20)	—
Zn	$\frac{0,4-8,0}{1,954}$ (37)	$\frac{1-4,4}{0,262}$ (5)	1,2 (1)	$\frac{0,13-13,05}{1,631}$ (12)	$\frac{0,16-5,3}{0,556}$ (20)	—
Hg	$\frac{0,3-100}{19,88}$ (6)	—	—	—	—	—

Примечание. В числителе — пределы колебаний, в знаменателе — среднее количество. В скобках — число определений.

элементов в процессе современного гидротермального перерождения пород (табл. 1). В интервале глубин до 1 км вариации в содержаниях следующие (в г/т): Be 0,3—30; Sc 10—80, Co и Ni 10—200, Cu 10—400, Zn 10—1000, Sr 10—3000, Ba 300—5000, Mo 3—10, Ag 1—10, Sn 1—80, Pb 1—300, Li 6—100, Rb 10—900. На уровне кларка и ниже находятся содержания Cu, Zn, Ni, Zr, Rb, Be, V. Максимум встречаемости величин выше кларка характерен для Be, Sc, Bi, Ag, Au, Sb, Sr, Cs; совпадающий с кларком при широком разбросе значений — для Li, Ga, Rb, Co, Mo, Sn, V. По данным нейтронно-активационного анализа на Zn, Au, Ag, Mo, Sb керна Паужетки и Горячего пляжа (областей разгрузки перегретых хлоридно-натриевых вод), резкий сдвиг в сторону превышений кларка отмечается для сурьмы. Содержание серебра и золота в керне Горячего пляжа варьирует при максимальной встречаемости на уровне кларка с отклонением в сторону больших (на 2 порядка) значений (табл. 2). Таким образом, для пропилизитизированных вулканитов отмечается максимальный привнос мышьяка (по минералогическим данным) и сурьмы.

В отличие от фаций пропилитов в сопровождающих их фациях кислотного выщелачивания привнос-вынос металлов проявлен более ярко. В опаловых, опал-каолинитовых и опал-алунитовых породах Камбального хребта в повышенных концентрациях по отношению к фоновому кларку находятся Mn, Zn, As, Sb, Hg, Ag, Sn, Co, Ni; остальные элементы — около кларка с небольшими отклонениями в сторону больших и меньших значений. В этих метасоматитах определены реальгар, антимонит, кинноварь, галенит, сфалерит, родохрозит [7]. В обеленных породах Верхне-Кошелевских источников (опаловых, опал-алунитовых и опал-каолинитовых) обычно в количествах выше кларка (на 1—2 порядка) находятся Sc, As, Mo, Hg, Sn; в количествах, близких к кларку, с отклонениями в сторону меньших значений — Ti, Cr, Co, Ni, Ga, Sr, Zr, Pb.

Опаловые, опал-алунитовые и опал-каолинитовые породы в кальдере Узон, развитые на Западном, Северном термальных полях и горе Белой, также содержат в повышенных концентрациях Zn (100—1000 г/т), Mo (10 г/т) (обнаружен реальгар).

МЕТАЛЛОНОСНОСТЬ ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД И ОСАДКОВ ИЗ НИХ

В многочисленных работах приводится полная характеристика состава термальных вод областей активного вулканизма. В настоящем сообщении мы подчеркиваем, что растворы, активно вступающие во взаимодействие с породами и определяющие формирование пропилитовой формации и рудообразование, являются слабо минерализованными (до 5 г/л), слабокислыми — слабощелочными (рН 5—8), хлоридно-натриевыми и более сложного состава, с газами CO₂, H₂S, N₂, O₂, H₂ и углеводородами, невысокой металлоносности. Наиболее характерными для них, кроме ведущих Cl, S, Na, Ca, Si, K, являются (максимальные значения, в мкг/л): В (70), F (10), Br (5), Р (26), Li (6), Cs (0,47), Rb (0,60), Ge (0,015), As (40), Sb (0,7), Hg (0,06), Mn (15), Sr (15), Ag (0,03), Sn (0,16), Mo (0,14); кроме того, невысокие концентрации дают Cu (0,06), Zn (0,09), Pb (0,07), W (0,06) и другие металлы.

Особенно типична такая геохимическая специализация для перегретых хлоридно-натриевых вод молодых послеледниковых гидротермальных систем, которые близко отражают состав глубинных гидротерм с максимальной долей эндогенной составляющей. Содержание специфических компонентов снижается в других химических типах вод, представляющих собой в большей части дифференциаты глубинных гидротерм. Одновременное развитие в областях активного вулканизма термальных вод различной кислотности-щелочности и состава определяет одновременное образование различных химических типов минеральных осадков. Среди них наиболее распространены кремнистые (гейзериты), карбонатные

(травертины), сульфидные (колчеданные, мышьяково-сурьмяно-ртутные и др.), сульфатные (ярозиты, гипсы), окисные (лимониты, скородиты), марганцевые, железо-фосфатные и др. Осадки в различной степени заражены металлами вплоть до образования рудных (табл. 3). Специфическими металлами для них в первую очередь являются Fe, As, Sb, Hg, Au (пирит, марказит, пирротин, лимонит, реальгар, аурипигмент, скородит, антимонит, метастибнит, киноварь, метацинобарит, самородная ртуть, золото), реже Cu, Zn, Pb, Sn, W и др. (спорадически встречаются халькопирит, сфалерит, галенит, касситерит и др.).

Таким образом, современному приповерхностному рудообразованию Камчатки и Курильских островов, как и Тихоокеанскому подвижному поясу в целом, свойственна преимущественно железо-мышьяково-сурьмяно-ртутная минерализация с золотом и углеводородами. Современные рудопроявления имеют относительно однообразный минеральный состав. Это сульфиды железа с примесью серы, реальгара, аурипигмента, антимонита, метастибнита, киновари, метацинобарита, золота. Зараженность Fe-As-Sb-Hg-Au гидротерм и рудопроявлений широким спектром металлов (Cu, Zn, Pb, Mo, Sn, Ag) может в некоторой степени указывать на возможность смены в пропилитах с глубиной As-Sb-Hg оруденения на полиметаллическое. Действительно, смена сульфидов Fe, As, Sb, Hg на сульфиды Cu, Pb, Zn имеет место на месторождениях Бродленд-Охаки, Вайотапу в Новой Зеландии и других районах [11].

Степень концентрации металлов и характер рудопроявлений определяются физико-химическими параметрами растворов.

Кремнисто-сульфидный тип. As-Sb-Hg рудопроявления создаются перегретыми хлоридно-натриевыми растворами с сероводородом. Наиболее интенсивное рудообразование развивается на месторождениях, где разгрузка гидротерм осуществляется по субвертикальным разломам над областью их глубинной генерации (кальдера Узон), и снижается (рассеивается) в случае наведенного гидротермального потока. В кальдере Узон в современном рудном горизонте мощностью 0,5 м (создававшемся при разгрузке гидротермальной системы в продолжение 10 тыс. лет) отложилось (в т): $0,7 \cdot 10^4$ As, $0,35 \cdot 10^3$ Sb, $0,2 \cdot 10^3$ Hg, $0,5 \cdot 10^2$ Zn; это составляет 1/34 мышьяка, 1/14 сурьмы, 1/12 ртути, вынесенных за это время водами. Вынос серы превосходил вынос других металлов на 2 порядка [2]. Еще более интенсивное рассеивание происходит при разгрузке растворов, имеющих дефицит сероводорода. Осаждение сульфидов на таких месторождениях определяется притоком чуждого сероводорода (на Алапеле и Киреунских источниках — биогенного). Для рудообразования благоприятны одновременное с осаждением сульфидных осадков их захоронение, а также обводненность участков разгрузки гидротерм (субподводная обстановка кальдеры Узон).

Карбонатно-окисный тип. Рудоотложения этого типа (кальцит, лимонит, скородит) создается в областях разгрузки перегретых натриево-хлоридных гидротерм, богатых углекислотой, с дефицитом сероводорода (Налачево). В подобной физико-химической среде осуществляется наиболее полное хемогенное осаждение металлов и соответственно наименьшая их потеря. Годовая производительность Налачевской системы только на одном участке «Котел» составляет 15 т железо-мышьяковой руды с содержанием мышьяка около 30% [3].

Сульфатно-окисный тип. Рудопроявление этого типа (ярозит, лимонит, скородит, марганцевые минералы) определяется кислыми хлоридно-натриевыми гидротермами (Нижне- и Верхне-Докторские, Нижне-Менделеевские источники на о-ве Кунашир), видимо, генетически связанными с перегретыми хлоридно-натриевыми водами Горячего пляжа.

Всем химическим типам рудопроявлений областей разгрузки гидротермальных систем свойственна единая рудная специализация, для которой характерны: 1) резко проявленная железо-мышьяково-сурьмяно-

Таблица 3

Содержание металлов в осадках из термальных вод (в г/т)

Элементы	Травертин	Гейзерит	Гель кремнезема	Лимонит	Fe-осадки	Сульфиды	Ярозит	Сера
Sc	До 50	До 10	100—500	До 10	—	—	До 10	10—50
Ti	10—10000	10—4000	До 10000	19—1300	10—1000	—	—	10—1000
V	3—1000	1—250	50—200	1—1000	10—60	—	50—200	15—200
Cr	20—150	10—100	10—100	10—100	До 100	—	10—50	10—30
Mn	9—1000	2—80000	До 1000	10—1000	10—10000	—	—	10—300
Co	10—30	10—200	До 50	10—100	10—200	40—60	До 10	30—300
Ni	10—15	3—60	10—20	10—100	10—200	До 10	10—50	До 10
Cu	12—250	0,3—100	10—20	1—20	10—200	1—100	1—10	2—300
Zn	100—200	4—500	100—200	100—500	10—100	30—10000	100—500	30—1000
Ga	10—300	3—1000	10—50	10—40	10—100	3—30	10—20	10—250
Ge	10—300	—	—	50—100	10—30	До 4	10—50	1—4
As	100—10000	100—50000	—	300—18000	3000—10000	3000—30000	500—30000	10—1800
Y	—	30—100	До 10	10—80	10—60	До 20	—	—
Zr	30—60	3—140	20—200	10—300	До 200	До 100	10—20	13—300
Mo	3—10	7—75	1—2	1—20	До 10	1—30	5—50	6—100
Ag	1—2	0,014—10	1—2	—	—	3—30	—	До 100
Sn	30—60	До 10	10—20	До 10	До 10	До 30	—	До 10
Sb	200—1000	20—2000	До 200	100—200	30—100	100—1000	—	—
Ba	50—2000	10—1000	200—5000	100—10000	100—600	—	100—1000	—
Yb	—	—	До 10	До 10	До 10	—	—	13—1000
Pb	10—300	3—80	10—5000	10—5000	До 10	До 100	—	30—1000
In	—	—	10—50	10—20	—	—	10—100	—

ртутная с золотом минерализация; 2) присутствие самородных элементов — ртути, меди, золота; 3) повышенные концентрации марганца, стронция, бария; 4) наличие угледородов; 5) зараженность широким спектром металлов — оловом, серебром, цинком, медью, свинцом и соответственно примесью к ведущим сульфидам Fe, As, Sb, Hg галенита, пирротина, сфалерита и др.; 6) разнообразие ассоциирующих с рудными минералами нерудных — опала, опала и каолинита, каолинита и монтмориллонита, монтмориллонита и цеолита, кварца и адуляра, кварца и кальцита.

Итак, породы локальной пропилитизации в общем слабо металлоносны: содержания Cu, Co, Ni, Zr, Rb близки или ниже кларковых и фоновых для Камчатки; Zn, Mo, B, Li, Rb — близки или незначительно выше; As, Sb, Ag — близки или резко выше. Таким образом, в метасоматитах в общем проявляется тенденция сохранения геохимической специализации исходных пород и обогащения элементами, свойственными гидротермальным растворам: As, Sb, Hg, B, Li, Rb. Максимальный привнос металлов в метасоматиты осуществляется в зонах парообразования (формирование кварц-адуляровых метасоматитов с K, Cs, Rb) и конденсации гидротермального пара (аргиллизиты с As, Sb, Hg и др.). В сопровождающих пропилиты фациях кислотного выщелачивания осуществляется максимальный привнос-вынос компонентов; породы фаций обогащаются элементами термальных вод — As, Sb, Hg и др., а также компонентами, перемещенными из пород, — Fe, Cu, Zn, Pb и др. Осадки из термальных вод и трещинные ассоциации минералов содержат As, Sb, Hg в резко повышенных концентрациях.

Таким образом, зараженность метасоматитов в областях разгрузки гидротермальных систем металлами, свойственными осадкам из термальных вод и рудопоявлениям, свидетельствует о возможности использования геохимической специализации продуктов локального метасоматоза в качестве реального поискового критерия на рудоносность.

ЛИТЕРАТУРА

1. Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование. «Недра», 1974.
2. Карпов Г. А., Павлов А. Л. Узон-Гейзерная гидротермальная рудообразующая система Камчатки. Новосибирск, «Наука», 1976.
3. Комкова Л. А. Зональность осадков Налачевских термальных вод. — В кн.: Гидротермальные минералообразующие растворы областей активного вулканизма. Новосибирск, «Наука», 1974.
4. Набоко С. И. Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. «Наука», 1963.
5. Набоко С. И. Условия формирования и особенности современной гидротермальной метасоматической формации Камчатско-Курильской вулканической дуги. — В кн.: Молодые гидротермально измененные породы и минералы Камчатки и Курильских островов. «Наука», 1969.
6. Набоко С. И., Берхин С. И. Состав и структура современных глинистых минералов месторождения «Горячий пляж» (о. Кунашир). — В кн.: Минералогия действующих гидротермальных систем Камчатки и Курильских островов. «Наука», 1970.
7. Огородова А. С. Особенности гидротермального процесса в зоне кислотного выщелачивания (на примере II группы Южно-Камбального термального поля). — В кн.: Гидротермальные минералообразующие растворы областей активного вулканизма. Новосибирск, «Наука», 1974.
8. Рундквист Д. В., Павлова И. Г. Значение зональности гидротермально-измененных пород для выделения метасоматических формаций. — В кн.: Метасоматизм и рудообразование. «Недра», 1975.
9. Сигвальдсон Г. Е., Уайт Д. Е. Гидротермальные изменения пород, наблюдаемые по кернам двух буровых скважин (источники Стимбот, Невада). «Мир», 1965.
10. Трухин Ю. П., Петрова В. В. Некоторые закономерности современного гидротермального процесса. «Наука», 1976.
11. Browne P. R. Sulfide Mineralization in a Broodlands geothermal brine holl, taupo volcanic zone New Zeland. — Econ. Geol., 1969, 64, p. 156—159.
12. Bargar K. E., Besson M. H., Fournier R., Muffler L. J. P. Present-day deposition of lepidolite from thumal water in Iellowstone National Park. — Amer. Mineral., 1973, 58, p. 901—904.

МЕТАСОМАТИЗМ И ОЛОВЯННОЕ ОРУДЕНЕНИЕ В СИХОТЭ-АЛИНЕ

Ю. Н. Размахнин

В Сихотэ-Алине в верхнемеловой (постскладчатый) этап развития эндогенный процесс эволюционировал в такой последовательности: среднеосновной магматизм сеноман-турона, метасоматизм I этапа (региональный) с характерной тыловой (глубинной) зоной биотитизации, кислый магматизм (сенон-дат) и ему сопутствующий постмагматический метасоматизм II этапа (локальный), оловорудная минерализация. При этом в породах складчатого фундамента зона биотитов сменяется средней зоной (пропилитовых изменений), а затем внешней зоной (безрзитоподобных изменений), которым в вулканическом чехле отвечают соответственно зоны эпидот-хлоритовых, а затем хлорит-карбонатных региональных пропилитов. Поверхность региональной биотитизации то опускается в породы фундамента, то воздымается, достигая пород чехла, образуя за счет этих «колебаний» купольные структуры, которые наследовались при продвижении кислых магм сенон-дата. Кислый магматизм области, протекая в интрузивной форме в породах нижнего метасоматического яруса (в зоне биотитов), наследовал тепловое поле (зоны биотитизации), и это увеличило здесь пробег постмагматических растворов от материнских интрузий, инверсия кислотных свойств которых оказалась возможной лишь в экзо- и эндоконтактных зонах куполов биотитов. Когда интрузивный кислый магматизм протекал выше зоны биотитов, т. е. в верхнем метасоматическом ярусе, где окружающие интрузии породы были относительно холодными, инверсия кислотных свойств постмагматических растворов протекала в зоне экзо- и эндоконтакта самих интрузивов. Соответственно указанной схеме размещения продуктов инверсии кислотных свойств растворов, т. е. в удалении от материнских интрузивов и около них, размещается и оловянное оруденение. Месторождения силикатно-сульфидной группы, связанные с куполами биотитов, получили название халькофильных, а месторождения олова силикатно-кварцевой группы, ассоциирующие с экзо- и эндоконтактными зонами гранитоидов, — литофильных [2].

Таким образом, в результате специфической направленности эндогенного процесса проявлены два типа щелочно-кислотной эволюции растворов, и в результате этого возникли две ветви оловорудной минерализации (халькофильная и литофильная). Эти общие выводы о генетических особенностях метасоматизма и рудогенеза области, ранее частично опубликованные [9], могут быть существенно дополнены и подкреплены рядом новых важных положений.

БИОТИТ-ЭПИПОРОДНАЯ ФОРМАЦИЯ РЕГИОНАЛЬНЫХ МЕТАСОМАТИТОВ

Породы верхнего метасоматического яруса, т. е. средней зоны с кварц-хлорит-эпидот-гидрослюдистой эпигенетической ассоциацией (в среднем 5—15%) и внешней зоны (включая переходную зону) с кварц-альбит-гидрослюдисто-пирит-карбонатной эпигенетической ассоциацией (5—20%), надо относить к региональным метасоматитам. Малое значение замещающего комплекса в породах верхнего метасоматического яруса (5—15%) отличает их от пород нижнего метасоматического яруса, где резко выражена тенденция к интенсивному замещению и мономинеральности замещающего комплекса. В биотититах количество биотита обычно 10—20%, нередко оно увеличивается до 30, иногда до 40 и даже 50%. Принадлежность этих образований к метасоматитам не вызывает сомнений.

Биотититы в Сихотэ-Алине занимают положение тыловой зоны в метасоматической колонке региональных метасоматитов. Поэтому на уровне современной поверхности они занимают лишь 10—20% площади, остальная территория сложена эпипородами (эпипесчаниками, эпиалевролитами, эпипорфиритами и т. д.) верхнего метасоматического яруса. Таким образом, с полной очевидностью в Сихотэ-Алине прослеживается формационно единый комплекс региональных метасоматитов. Эту формацию предлагается называть биотит-эпипородной [8], чтобы отразить наличие в ней двух метасоматических ярусов (нижний — биотититы, верхний — эпипороды) и соответственно двух типов метасоматических пород, из которых эпипороды являются в этой формации ведущими.

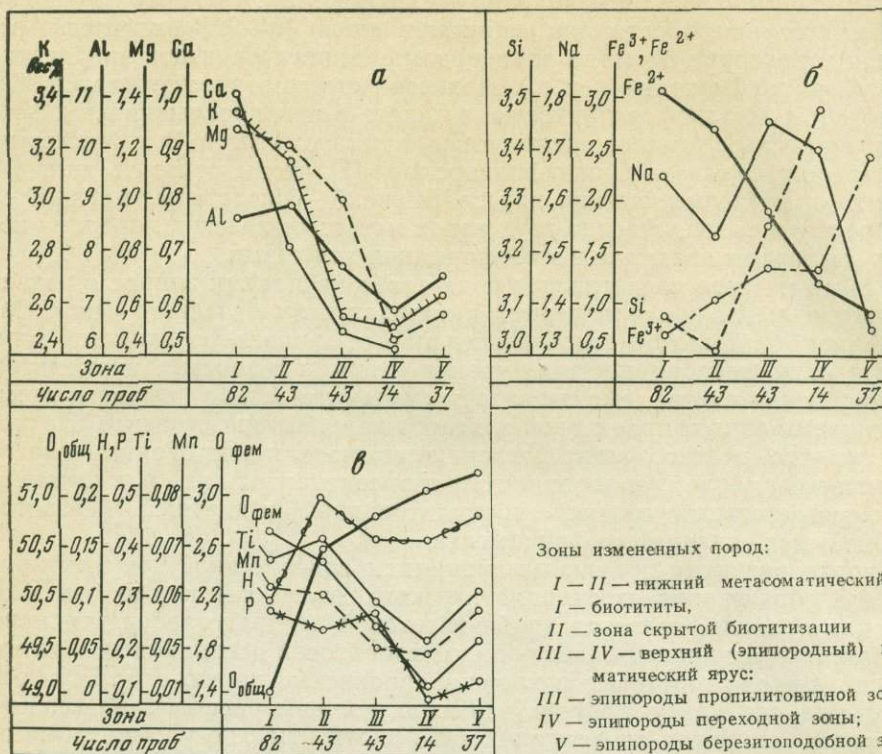
Особый интерес представляет пока слабо изученный вопрос о развитии региональной пропилитизации в породах вулканического чехла Сихотэ-Алиня [6]. Тыловой зоной региональных пропилитов является зона биотитизации, которая, достигая уровня сеноман-туронских вулканитов (петрозуевская свита), сменяется региональными слабо выраженными пропилитами эпидот-хлоритовой и хлорит-карбонатной ступеней. По нашему мнению, целесообразно последние относить к эпипородному метасоматическому ярусу (эпипропилиты) и рассматривать их как эквиваленты соответственно средней (пропилитовидной) и внешней (березитоподобной) зон складчатого фундамента.

Широко развитые локальные пропилиты повсеместно документируются как образования постмагматического этапа, так как их тыловая зона, как правило, является апобиотититовой и представлена типично пропилитовой актинолит-альбит-эпидот-хлоритовой ассоциацией, а затем следуют эпидот-хлоритовые и хлорит-карбонатные пропилиты. Если региональные пропилиты могут и, вероятно, должны рассматриваться как эпипороды (исключая аповулканические биотититы), то упомянутые локальные пропилиты, «очаги» которых занимают площадь обычно 5—15 км², следует считать типичными метасоматитами.

ГЕНЕТИЧЕСКОЕ ЕДИНСТВО ОБРАЗОВАНИЙ БИОТИТИТ-ЭПИПОРОДНОЙ ФОРМАЦИИ

В настоящей статье охарактеризована лишь основная направленность процессов миграции вещества, которую удалось распознать благодаря наличию определенной ассоциативной группы элементов. В геохимический цикл эта группа, включающая K, Mg, Fe²⁺, Al, Ca, Ti, Mn, P, поступила из мантийно-симатической области на этапе региональной биотитизации пород складчатого фундамента и вулканического чехла. На рис. 1 (а—в) видно, что накопление элементов этой группы сопровождалось соответственно падением содержания Fe³⁺, Si и O_{общ}, накоплением их в пропилитовидной и переходной зонах, на что уже обращалось внимание [9]. Интересны также признаки накопления K, Mg, Al, Ca, Ti, Mn, P в породах березитоподобной зоны, хотя в количествах, заметно меньших, чем в биотититах (см. рис. 1, а, в). Эти факты позволяют считать причиной такого распределения петрогенных компонентов щелочно-кислотную эволюцию растворов. При этом инверсия кислотных свойств имела место в породах пропилитовидной и переходной зон, а в березитоподобной проявлена позднещелочная стадия, что и привело здесь к некоторой концентрации оснований. Привлекает внимание рост концентрации O_{общ} и параллельно ему Fe³⁺ в направлении к внешним зонам от зоны биотитизации (см. рис. 1, в). Эти аналитические данные согласовываются с самым глубинным (тыловым) положением зоны биотитизации в метасоматической колонке и генетическим единством последней в целом.

В вулканитах среднего состава наблюдаются черты петрогенезиса метасоматических пород, аналогичные метасоматитам по осадочным по-



Зоны измененных пород:

- I — II — нижний метасоматический ярус:
- I — биотититы,
- II — зона скрытой биотитизации
- III — IV — верхний (эпипородный) метасоматический ярус:
- III — эпипороды пропилитовидной зоны,
- IV — эпипороды переходной зоны;
- V — эпипороды березитоподобной зоны

Рис. 1. Диаграммы (а, б, в) распределения средних содержаний петrogenных элементов и кислорода, связанного с ними (O_{общ}) и с фемическими компонентами (O_{фем})

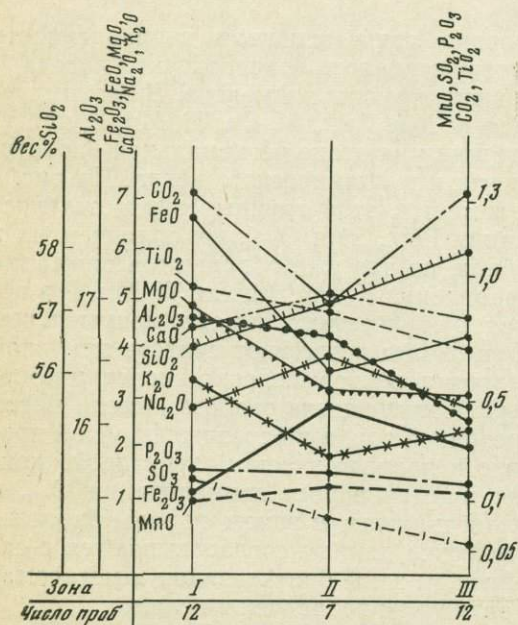


Рис. 2. Диаграмма распределения петrogenных компонентов при формировании региональных пропилитов-вулканитов нижнего метасоматического яруса (I) (биотитизированные вулканиты) и верхнего метасоматического яруса из эпипропилитов: региональных альбит-хлорит-эпидотовых (II) и региональных хлорит-карбонатных (III)

родам. Так, при региональной (площадной) пропилитизации в тыловой зоне пропилитов (в биотититах) отмечаются наиболее высокие концентрации K_2O , FeO , TiO_2 , Al_2O_3 и MgO (рис. 2). В сторону внешней (хлорит-карбонатной) зоны роль этих компонентов снижается, и одновременно растёт роль Si и повышается роль Fe^{3+} . Это указывает на отчетливую тенденцию растворов, вызывающих региональную пропилитизацию, к раскислению при их движении в сторону внешней зоны. Таким образом, петрохимические черты региональных метасоматитов складчатого фундамента и площадных (региональных) пропилитов вулканического чехла определяются калий-железо-магнезиальным метасоматозом на фоне заметной дифференциальной активности (привноса) Ca , Al , Ti , P , Mn . Вероятно, что региональные метасоматиты и эпипороды складчатого фундамента и вулканического чехла продуцированы колонной восходящих растворов.

УЧАСТИЕ АССОЦИАТИВНОЙ ГРУППЫ ЭЛЕМЕНТОВ БИОТИТИТ-ЭПИПОРОДНОЙ ФОРМАЦИИ В ГИДРОТЕРМАЛЬНОМ ПРОЦЕССЕ

Ранее нами подчеркивалось [7], что купола биотититов комплементарно вмещают купола мезоабиссальных гранитоидных массивов, образуя структуры «купол в купол». В результате этого своды (апикальные зоны) куполов биотититов подверглись интенсивной гидротермальной переработке, что послужило причиной выделения их в качестве метасоматических ядер рудных полей. Так, в случае осадочных пород складчатого фундамента метасоматические ядра представляют собой рудные или подрудные зоны интенсивного кислотного выщелачивания. Нарастание раскисления биотититов сопровождается выносом всей ассоциативной группы элементов, т. е. K , Mg , Fe^{2+} , Al , Ca , Ti , Mn , P (рис. 3, а, б). При этом резко возрастает роль Si , $O_{общ}$ и Fe^{3+} . Вынос упомянутых элементов сопровождается их частичным осаждением на фоне выщелачивания — обеленные биотиты насыщаются тонкой сетью прожилков с сульфидами, хлоритом, турмалином, серицитом и реже актинолитом.

В случае вулканогенного чехла прослеживается мобильность зон кислотного выщелачивания — они то отдаляются по вертикали от куполов биотититов на 200—500 м, образуя «шапки» раскисления (Лысогорское и другие месторождения), то вдоль трещинных зон опускаются вниз, накладываясь на высокотемпературные апобиотитовые (альбит-актинолит-эпидот-хлоритовые) и среднетемпературные (эпидот-хлоритовые) пропилиты (Перевальное, Магистральное месторождения). На наш взгляд, это свидетельствует о том, что инверсия кислотности растворов протекала на фоне интенсивного трещинообразования. При этом трещины достигали даже тыловой зоны пропилитизации. Эти зоны обычно имеют кварц-серицитовый состав или представлены типичными аргиллизитами с фациями гидрослюдитов и вторичных кварцитов, которые накладывались и на апобиотитовые высокотемпературные актинолитсодержащие пропилиты (месторождения Магистральное, Перевальное и др.).

На рис. 4 отражен химизм основных типов локальных пропилитов в последовательности, распространенной в метасоматических колонках на месторождениях Лучистом, Магистральном и др. Тыловая зона локальных пропилитов (хлорит-актинолитовая) формируется в условиях выноса SiO_2 , K_2O , Al_2O_3 , а также Na_2O и нарастания роли FeO , MgO , CaO и Fe_2O_3 . Это позволяет считать, что тыловая зона формировалась в условиях раннещелочной стадии гидротермального процесса при железо-кальций-магнезиальном метасоматозе. В промежуточных зонах метасоматической колонки (альбит-хлорит-актинолитовой и хлорит-актинолит-эпидотовой) уже начинается раскисление растворов — нарастает роль SiO_2 , а также K_2O . Эта закономерность выявляется при расчетах балан-

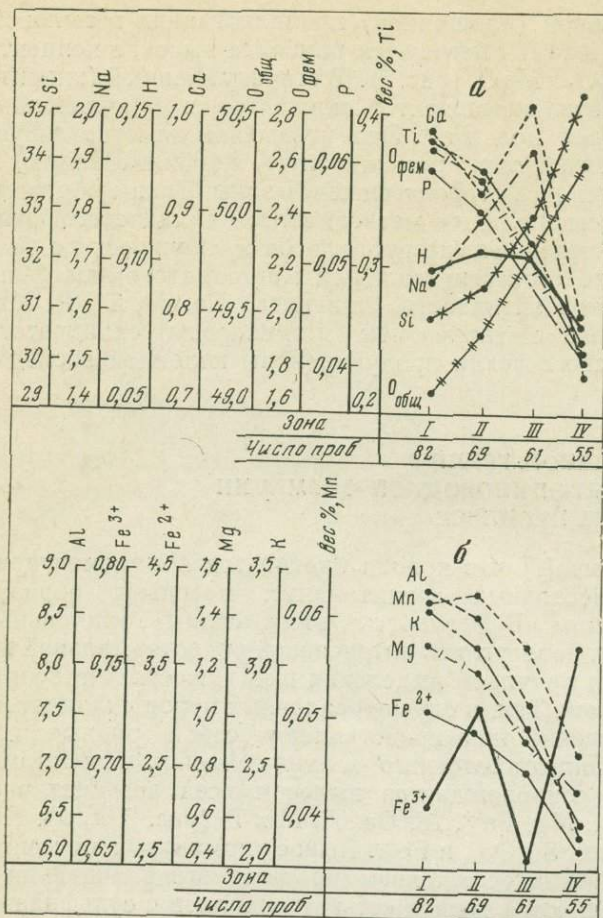


Рис. 3. Диаграммы (а, б) распределения средних содержаний петрогенных элементов и связанного с ними кислорода ($O_{общ}$ и $O_{Фем}$) в локальных апобiotитовых метасоматитах осадочных пород

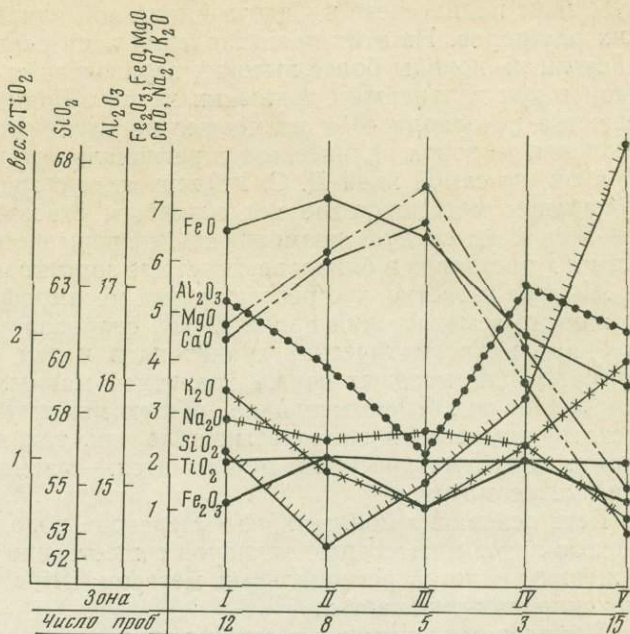
- I — IV — зоны измененных пород:
 I — биотититы;
 II — слабо выщелоченные биотититы (с пятнами, просечками обеления);
 III — сильно выщелоченные биотититы в подчиненном количестве, доминирует кварц-серицитовая белая масса);
 IV — белые (серицит-кварцевые) метасоматиты (по биотититам)

са вещества. Анализ этих данных позволяет предположить, что источником K_2O для кварц-серицитовой ассоциации внешней зоны, вероятно, был K_2O , выносимый из зоны актинолитизации и хлоритизации биотитизированных вулканитов.

Следовательно, на этапе локального метасоматоза в связи с постмагматическими растворами наблюдается перемещение (вынос) упомянутой ассоциативной группы петрогенных компонентов из определенных объемов (метасоматических ядер) биотитизированных пород. В результате этого гидротермальные растворы обогащались K, Fe, Mg, а также Ca, Al, Ti, Mn. Осаждение в позднещелочную стадию этих оснований (главным образом железа и магния), выщелоченных из биотитизированных пород, приводит некоторых геологов к предположению о связи рудного вещества касситерит-силикатно-сульфидных типов месторождений с интрузивами повышенной основности, хотя геологический материал не указывает на такую связь. Выше отмечено, что «материнскими» интрузиями в смысле источника гидротермальных растворов (а не рудного вещества) этих месторождений являются обычные граниты. Заключение же о мантийно-симатической природе ассоциативной группы элементов (K, Mg, Fe, Al, Ti, Ca, P, Mn), вызвавшей региональную биотитизацию, вряд ли может быть поставлено под сомнение. В его пользу свидетельствует спектр элементов ассоциативной группы, а также парагенная связь биотитизирующих растворов со средне-основным магматизмом сеномантурона. При этом коровый постмагматический гидротермальный процесс, образовавший оловорудные месторождения, как бы возродил миграцию элементов ассоциативной группы на новом уровне (этапе). Участие этой

Рис. 4. Диаграмма распределения петрогенных компонентов при формировании локальных метасоматитов в пропилитах-вулканитах среднего состава

- I — биотитизированные вулканиты;
- II — биотитизированные вулканиты с хлорит-актинолитовым замещением;
- III — альбит-хлорит-актинолитовые пропилиты по биотитизированным вулканитам;
- IV — хлорит-актинолит-эпидотовые пропилиты по биотитизированным вулканитам;
- V — белые, в основном кварц-серпичитовые с гидрослюдой метасоматиты



группы элементов в гидротермальном процессе придадо ему геохимические черты, позволившие выделить его в халькофильную ветвь оловорудного процесса, так как вместе с указанной ассоциативной группой элементов в биотитах отмечены наибольшие (микрорудные) концентрации олова, а также S, F, B, Zn, Bi, As, Cu [9].

Трудно представить, чтобы повторная миграция упомянутой группы петрогенных компонентов в условиях постмагматических гидротермальных систем не перевела бы олово в миграционную форму. Переход олова вместе со своими мантийно-симатическими спутниками в миграционное состояние означал в этом случае возникновение нового дополнительного источника металла.

Гидротермальный же процесс, развившийся в экзо- и эндоконтактных зонах гранитов (коровых образований, в большей части утративших в результате дифференциации магм влияние мантийно-симатических зон Земли), породил, в нашем представлении, литофильную ветвь оловорудного процесса.

ДОМАГМАТИЧЕСКИЙ МЕТАСОМАТОЗ КАК НАЧАЛЬНАЯ СТАДИЯ ЭНДОГЕННОГО (МАГМАТИЧЕСКОГО) ПРОЦЕССА СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Региональный метасоматоз Сихотэ-Алиня особенно интересен тем, что он является домагматическим. Это вполне объяснимо с позиций продуцирования данной метасоматической формации сквозьмагматическими растворами. Рассмотрение обоснованности роли сквозьмагматических растворов в региональном метасоматизме приводит к мысли, что такого рода явления должны быть столь же обычны в складчатых областях, как и постмагматические процессы, связанные с орогенными и посторогенными интрузиями.

Ю. А. Кузнецов и Э. П. Изох [4] подчеркивают, что представления Д. С. Коржинского [3] о сквозьмагматических растворах — единственно возможное объяснение гранитного магмообразования в земной коре, в том числе в верхнемеловое время в Сихотэ-Алине. К такому же заключению пришел и И. Н. Говоров [1], развивший представление о верхнемеловом

глубинном палингенезе в Сихотэ-Алине под влиянием сквозьмагматических растворов. Из этих представлений логически следует вывод о воздействии на породы более высоких горизонтов сквозьмагматических растворов при дальнейшем движении кверху. Вряд ли эти потоки тепла и вещества исчерпали себя полностью на глубинах, недоступных для наблюдения (в зонах палингенеза и регионального метаморфизма). Таким образом, из самой идеи Д. С. Коржинского о гранитообразовании и региональном метаморфизме под влиянием сквозьмагматических растворов логически следует возможность непрерывного проникновения потоков этих растворов в близповерхностные зоны коры.

Широко известно, что региональный метаморфизм проявляется обычно как доагматический процесс. Он сопровождается образованием в глубинах метасоматических гранитоидов и тем самым подготавливает формирование коровых очагов гранитной магмы. Это явление дополняет и делает как бы симметричной общую картину эндогенного (магматического) процесса в складчатых областях, так как он укладывается в схему: доагматический метасоматоз — магматизм — постмагматический метасоматоз.

Есть основания полагать, что «перевод» пород верхнего метасоматического яруса в категорию эпипород существенно упрощает задачу обнаружения аналогов региональных метасоматитов Сихотэ-Алиния в соседних складчатых областях.

Привлекают внимание в связи с этим исследования А. А. Курдюкова [5], посвященные сопоставлению температуры образования роговиков с температурой кристаллизации гранита, полученной с помощью двуполевошпатового термометра Барта. Обнаруженный разрыв в тепловом балансе послужил А. А. Курдюкову основой для вывода о более раннем, более глубинном догранитном периоде формирования роговиков и тесно связанных с ними рудоносных скарнов в условиях мощного теплового потока. Эти данные подтверждают сделанные нами выводы о такой же универсальности доагматических метасоматических процессов в складчатых областях, как и постмагматических.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Говоров И. Н.* Контактный метаморфизм гранитовых интрузий и его термодинамика.— *Геол. и геофиз.*, 1967, № 10, с. 138—141.
2. *Размахнин Ю. Н. и др.* К вопросу о происхождении двух линий оловорудного процесса.— В кн.: *Вопросы магматизма, метаморфизма и оруденения Дальнего Востока.* Владивосток, 1973.
3. *Коржинский Д. С.* Потоки трансмагматических растворов и процессы гранитизации.— В кн.: *Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли.* М., «Наука», 1972.
4. *Кузнецов Ю. А., Изох Э. П.* Геологические свидетельства интрателлурических потоков тепла и вещества как агентов метаморфизма и магнообразования.— В кн.: *Проблемы петрологии и генетической минералогии.* Т. 1. М., «Наука», 1969.
5. *Курдюков А. А.* О температуре формирования Эджджуртинского гранитного массива.— *Геол. рудн. месторожд.*, 1973, № 2.
6. *Размахнин Ю. Н.* Систематика оловорудных месторождений, локализованных в вулканитах-пропилитах Сихотэ-Алиния, как основа для их перспективной оценки геохимическими методами.— В кн.: *Геохимические методы при поисках месторождений олова, вольфрама и ртути.* Владивосток, 1975.
7. *Размахнин Ю. Н.* Промышленная оловоносность Сихотэ-Алиния и глубинность материнских интрузий.— В кн.: *Геология и металлогения Южного Приморья.* Владивосток, 1975.
8. *Размахнин Ю. Н.* Биотитит-эпипородная формация региональных метасоматитов северо-западной части Тихоокеанской впадины и связь с ней промышленной оловоносности и зональности.— В кн.: *Комплексные проблемы разведки, добычи и охраны минеральных ресурсов океана.* Владивосток, 1976.
9. *Размахнин Ю. Н., Размахнина Э. М.* Систематика, зональность и металлогеническое значение метасоматитов оловоносных полей Сихотэ-Алиния.— *Геол. рудн. месторожд.*, 1973, № 1.
10. *Размахнин Ю. Н., Размахнина Э. М., Мелков И. И.* К вопросу об источнике рудного вещества гидротермальных месторождений.— *Геол. ж.*, 1973, 33, вып. 1.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
Часть I	
ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ИЗУЧЕНИЯ МЕТАСОМАТИТОВ И СВЯЗАННОГО С НИМИ ОРУДЕНЕНИЯ	
<i>Д. С. Коржинский</i>	
Кислотно-основное взаимодействие флюидов с породами и магмой	5
<i>В. А. Жариков, Б. И. Омеляненко</i>	
Классификация метасоматитов	9
<i>Е. В. Плющев</i>	
Геологические условия проявления и рудоносность метасоматических формаций	28
<i>Г. М. Беляев, В. А. Рудник</i>	
Зональность и комплементарность продуктов метасоматизма как основа их формационного анализа	34
<i>Г. П. Зарайский, В. А. Жариков, Ф. М. Стояновская</i>	
Экспериментальное исследование влияния состава раствора на скарновую би-метасоматическую зональность	48
<i>Е. Н. Граменицкий, Н. Г. Зиновьева, О. В. Кононов, М. Ю. Коротаев, Т. И. Щекина</i>	
Типоморфизм плагиоклаза и вертикальная зональность продуктивных метасоматитов Тырныауза	62
<i>К. В. Подлесский</i>	
Зональность и механизм образования скарново-железородных месторождений Урала	70
<i>А. А. Глаголев</i>	
О генезисе скарноподобных пород в толщах амфиболитов	78
<i>И. А. Зотов, Н. Н. Перцев</i>	
Генезис метасоматических медно-никелевых руд Талнаха	86
М. А. Каишай, <i>Д. А. Азадалиев, М. М. Самедов, Н. А. Курбанов</i>	
Температура образования метасоматитов Ордубадского района	96
<i>Л. Н. Овчинников, А. А. Кременецкий</i>	
Пегматиты — завершающий этап гидротермального метасоматоза кальциево-магнезиальных пород	98
<i>Э. А. Ланда</i>	
Метасоматиты в массивах ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов	106
<i>И. Т. Расс</i>	
Зональность сосуществующих минералов природных метасоматических колонок	113
<i>В. С. Самойлов, Ю. А. Багдасаров</i>	
Роль глубинности в формировании редкометалльных карбонатитов	122
<i>Ю. Б. Шаповалов, Г. П. Зарайский</i>	
Экспериментальное моделирование средне-низкотемпературных метасоматитов кислотного выщелачивания гранитоидных пород	129
<i>Н. Т. Соколова</i>	
Подвижность алюминия при метасоматозе	139

Часть II

РЕГИОНАЛЬНЫЕ И ПРОГНОЗНО-МЕТОДИЧЕСКИЕ
ИССЛЕДОВАНИЯ МЕТАСОМАТИТОВ

В. Б. Чекваидзе

Метасоматические формации полиметаллических месторождений Рудного Алтая и их поисковое значение 147

В. И. Величкин, И. М. Воловикова

Особенности рудно-метасоматических формаций в палеозойских складчатых областях 161

А. С. Борисенко, А. А. Оболенский

Метасоматиты и условия локализации в них ртутного оруденения 168

И. А. Велинов, В. П. Логинов, Л. П. Носик, Т. Г. Радонова, В. Л. Русинов

Особенности генезиса колчеданных месторождений Средногорской зоны Болгарии и Югославии 176

В. С. Кудрин

Редкометалльные щелочные кварц-альбит-микроклиновые метасоматиты (квальмиты) зон регионального метаморфизма 183

С. И. Набоко

Метасоматиты областей активного вулканизма и их рудоносность 194

Ю. Н. Размахнин

Метасоматизм и оловянное оруденение в Сихотэ-Алине 204

МЕТАСОМАТИЗМ И РУДООБРАЗОВАНИЕ

Утверждено к печати Научным советом по рудообразованию ОГГГ

Редактор А. А. Глаголев. Редактор издательства Т. А. Николаева
Художник Н. В. Илларионова. Художественный редактор И. К. Капралова
Технический редактор И. Н. Жмуркина
Корректоры А. А. Смогилева, Л. И. Харитонова

ИБ № 7122

Сдано в набор 27.04.78.
Подписано к печати 03.08.78
Т-13041. Формат 70×108^{1/16}
Бумага типографская № 2.
Гарнитура литературная.
Печать высокая.
Усл. печ. л. 19,25. Уч.-изд. л. 19,2.
Тираж 1400 экз. Тип. зак. 4131.
Цена 3 р. 40 к.

Издательство «Наука» 117485, Москва, В-485, Профсоюзная ул., 94а
2-я типография издательства «Наука» 121099, Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

УДК 552.11 : 553.216 : 553.22

Кислотно-основное взаимодействие флюидов с породами и магмой. Коржинский Д. С.— В кн.: *Метасоматизм и рудообразование*. М., «Наука», 1978.

Повышение кислотности флюидов вызывает серию их реакций с породами с замещением более основных минералов менее основными, т. е. менее ионизированными; обратно — при повышении основности флюидов. В оценке основности минералов имеются трудности. Необходимо различать «мольную основность», зависящую от степени ионизации растворенной части, и «общую основность», равную произведению мольной основности на растворимость. Силикаты кальция и магния при низких температурах более основны, чем их карбонаты, а при высоких температурах — наоборот. В формировании магм большое значение имеет их «метаматматическое» кислотно-основное взаимодействие с трансмагматическими флюидами. Типичны метаматматическая дегазация магм и метаматматическая сульфуризация габброидных магм. Библ. 9 назв. Илл. 1.

УДК 552.2 : 553.22 : 553.24

Классификация метасоматитов. Жариков В. А., Омеляненко Б. И.— В кн.: *Метасоматизм и рудообразование*. М., «Наука», 1978.

Основным элементом предлагаемой классификации является метасоматическая формация, в которой выделяются группы фаций по температуре, глубинности, составу исходных пород. Единичным элементом систематики является метасоматическая фация. Все формации сгруппированы в зависимости от состава родоначальных магм и стадий послемагматического процесса. Доказывается, что каждому тектоно-магматическому этапу отвечает один гидротермальный цикл. Табл. 2. Библ. 14 назв.

УДК 552.18 : 553.22

Геологические условия проявления и рудоносность метасоматических формаций. Плющев Е. В.— В кн.: *Метасоматизм и рудообразование*. М., «Наука», 1978.

На основании специального картирования слабо проявленных метасоматических образований установлены региональные массивы их проявления. Выявлены статистически устойчивые ассоциации минералов, представляющих эти метасоматические образования, обнаружена зональная и стадийная упорядоченность их распространения. Локальные метасоматические тела являются составными частями значительно более обширной природной совокупности метасоматических образований, отвечающей формационному уровню организации природных объектов. Описаны три геологических типа региональных метасоматических формаций и показаны характерные черты их рудоносности. Библ. 21 назв. Илл. 1.

УДК 552.2 : 553.22

Зональность и комплементарность продуктов метасоматизма как основа их формационного анализа. Беляев Г. М., Рудник В. А.— В кн.: *Метасоматизм и рудообразование*. М., «Наука», 1978.

Рассмотрены общие принципы формационной систематики метасоматических образований на примере кварц-полевошпатовых метасоматитов и их рудно-геохимическая специализация в зависимости от типа и ранга метасоматических колоннок. Выделены формации метасоматитов: кварц-плагноклаз-ортокальцитов (кпомалитов), кварц-альбит-микроклиновых (каммалитов), кварц-альбитовых (кальмалитов), гумбитов. Серия генетически родственных разнотипных метасоматических формаций составляет региональную метасоматическую колонку, или формационно-генетический ряд. В зависимости от характера чередования в региональной метасоматической колонке метасоматических образований магнезиально-железо-кальциевого и кремнещелочного петрохимических профилей различаются комплементарные и некомплементарные формационно-генетические ряды. Библ. 24 назв. Илл. 2.

УДК 553.22 : 550.89

Экспериментальное исследование влияния состава раствора на скарновую биметасоматическую зональность. Зарайский Г. П., Жариков В. А., Стояновская Ф. М.— В кн.: *Метасоматизм и рудообразование*. М., «Наука», 1978.

Исследовано контактовое взаимодействие силикатных и карбонатных пород в присутствии растворов NaOH, Na₂CO₃, Na₂SiO₃, NaF, KOH, NaCl, KCl, CaCl₂, MgCl₂, FeCl₂, AlCl₃ и в чистой воде. В качестве объекта исследования использовали три типа контактов: 1) известняк — гранодиорит; 2) доломит — гранодиорит; 3) доломит — кварц. Все эксперименты проведены в автоклавах при одинаковых условиях: T=600°С, P=1000 кг/см². Установлено, что биметасоматические колонки обладают ясно выраженной конвергентностью, состоящей в возможности формирования однотипной зональности в присутствии растворов разного состава. Главные черты строения колонок определяются составом контактирующих пород и pH раствора. Зональность, наиболее близкая к природным скарнам и другим биметасоматическим образованиям, получена в нейтральных и слабокислых растворах NaCl, KCl, CaCl₂ и MgCl₂. Табл. 5. Библ. 15 назв. Илл. 3.

УДК 553.22 : 553.462 : 553.463

Типоморфизм плагноклаза и вертикальная зональность продуктивных метасоматитов Тырнауза. Граменицкий Е. Н., Зиновьева Н. Г., Кононов О. В., Коротаев М. Ю., Щекрина Т. И.— В кн.: *Метасоматизм и рудообразование*. М., «Наука», 1978.

Приведена краткая характеристика формации продуктивных метасоматитов Тырнауза, относящихся к стадии кислотного выщелачивания. Выявлены основные закономерности изменения химического и минерального состава пород и состава плагноклазов метасоматитов. Основность плагноклазов убывает в ряду минеральных ассоциаций с гранатом, пироксеном, амфиболом, биотитом (+кварц) и по зонам метасоматической колонки метасоматитов — в соответствии с возрастанием интенсивности кислотного выщелачивания. Установлено волнообразное изменение основности плагноклаза в главном рудном теле с глубиной в четырех минеральных ассоциациях: амфибол+биотит+плагноклаз+кварц; пироксен+амфибол+плагноклаз+кварц и др., причем минимум основности лежит на средних горизонтах. Библ. 16 назв. Илл. 3.

Зональность и механизм образования скарново-железородных месторождений Урала. Под редакцией К. В.— В кн.: *Метасоматизм и рудообразование*. М., «Наука», 1978.

Изучение минерального и химического состава, строения скарновых тел позволяет выявить определенные закономерности формирования скарново-железородных месторождений. Сложно построенные залежи представляют собой чередование простейших скарновых тел с определенным типом строения. Зональность строения скарновых тел зависит не только от физико-химических условий, но и от состава замещающей алюмосиликатной породы. Преобладают эндоскарновые зоны. Составы сосуществующих минералов позволяют установить, что скарны формируются в условиях термодинамического равновесия и повышенной щелочности растворов, а анализ парагенетических соотношений минералов определяет температуру скарнообразования уральских железородных месторождений в пределах 650—500° С. Табл. 3. Библ. 8 назв. Илл. 2.

552.16 : 553.22

О генезисе скарноподобных пород в толщах амфиболитов. Глаголев А. А.— В кн.: *Метасоматизм и рудообразование*. М., «Наука», 1978.

Скарноподобные породы Вороньих тундр (Кольский полуостров) залегают в виде отдельных тел, прожилков или серий сближенных параллельных жил. Они приурочены к зонам продольных дислокаций, проходящих через нижнепротерозойские амфиболиты и метадиабазы и пересекающих стратиграфические границы под острым углом. Скарноподобные породы образовались в результате регионального метаморфизма основных магматических пород, пронизанных сериями карбонатных и кварц-карбонатных жил и прожилков в зонах дислокаций. Карбонатные жилы возникли во время процессов поствулканического выщелачивания основных эффузивов и других пород путем перетолжения выносимого из них кальция. Скарноподобные породы могут быть названы скарноидами в понимании Д. С. Коржинского. Табл. 1. Библ. 9 назв. Илл. 3.

УДК 553.43 : 553.489 : 553.22

Генезис метасоматических медно-никелевых руд Талнаха. Зотов И. А., Перцев Н. Н.— В кн.: *Метасоматизм и рудообразование*. М., «Наука», 1978.

Описаны сульфидные руды, вкрапленные в метаморфических и метасоматических породах контактово-метаморфического ореола габбро-долеритовых интрузивов. Рассмотрены возрастные соотношения оруденения и метасоматитов. Установлено, что отложение руд предшествовало максимуму кислотного выщелачивания. Оценены нижние пределы фугитивности кислорода, серы и углекислоты при рудоотложении. Библ. 10 назв. Илл. 4.

УДК 553.232 : 553.065.2

Температура образования метасоматитов Ордубадского района. [Кашкай М. А.] Азадалиев Д. А., Самедов М. М., Курбанов Н. А.— В кн.: *Метасоматизм и рудообразование*. М., «Наука», 1978.

Определение температур образования пироксенов, гранатов, эпидотов, хлоритов методом гомогенизации и декрепитации позволило установить, что формирование скарнов происходит при 400—650, а эпидотитов — при 200—400° С. Выделяются температурные фации скарнов: пироксен-гранатовая 620—650° С; гранатовая 450—560; эпидот-гранатовая 450—540; гранат-эпидотовая 420—500; эпидотовая 310—480; хлорит-актинолит-гранатовая 350—450; кварц-эпидотовая 230—360; кварц-кальцит-эпидотовая 250—400° С. При 500—600° С образуются гранаты ромбододекаэдрической формы, а при 400—500° С — тетраэдрической. Табл. 1. Библ. 1 назв.

553.064.1 : 553.24.065

Пегматиты — завершающий этап гидротермального метасоматизма кальциево-магнезиальных пород. Овчинников Л. Н., Кременецкий А. А.— В кн.: *Метасоматизм и рудообразование*. М., «Наука», 1978.

На примере одного из полей редкометальных пегматитов Восточной Сибири рассмотрен новый механизм формирования гранитных пегматитов. Предполагается, что в ряде случаев пегматитовые жилы могут возникать как конечный продукт взаимодействия гидротермального раствора с кальциево-магнезиальными породами. В пределах описываемого пегматитового поля авторами выявлена определенная последовательность проявления гидротермального метасоматоза. На стадии предпегматитового трещинного метасоматоза щелочные рудообразующие растворы поступали в среду более основных, богатых кальцием и магнием пород. В результате кислотно-основного взаимодействия в основных породах формировались минералы и ассоциации (цезиц-биотитовые и холмквиститовые метасоматиты) с высоким потенциалом щелочных металлов в такой последовательности их отложения: Cs > Rb > K > Na > Li. Табл. 3. Библ. 10 назв. Илл. 4.

УДК 552.18 : 553.22

Метасоматиты в массивах ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов. Ланда Э. А.— В кн.: *Метасоматизм и рудообразование*. М., «Наука», 1978.

Выделены два сложных стадийных и полифациальных комплекса метасоматитов: флогопитовых и нефелиновых щелочно-ультраосновных метасоматитов и фенитов, связанный с интрузией ийолит-мельтейгитов; кальцит-силикатных метасоматитов с карбонатитами. Оба комплекса могут рассматриваться как представители особого класса природных метасоматитов магматических систем. Формирование их соответствовало различным этапам единого петрогенетического цикла. Этот вывод свидетельствует в пользу гипотезы, утверждающей представления о полностью дискретном механизме становления щелочно-ультраосновных интрузивов. Библ. 23 назв. Илл. 1.

УДК 553.22 : 552.18 : 552.125.46

Зональность сосуществующих минералов природных метасоматических колонок. Р а с с И. Т.— В кн.: *Метасоматизм и рудообразование*. М., «Наука», 1978.

Изучены метасоматиты магматической стадии в щелочно-ультраосновных массивах методами парагенетического анализа с применением рентгеновского микроанализа. Впервые одновременно исследованы микроразональность сосуществующих минералов метасоматитов и макрозональность метасоматитов. Выявлены закономерности распределения главных компонентов в сосуществующих минералах из последовательных зон метасоматических колонок ийолитизации и турьянитизации, а также внутри каждой зоны от фронтальной до тыловой границы. Установлен преимущественно инфильтрационный характер ийолитизации и турьянитизации. Изменения индикаторных отношений от центра к периферии кристаллов сосуществующих минералов отражают равновесные и кинетические характеристики процессов. Табл. 2. Библ. 9 назв. Илл. 3.

УДК 552.11 : 552.33 : 553.241.8

Роль глубинности в формировании редкометалльных карбонатитов. С а м о й л о в В. С., Б а г д а с а р о в Ю. А.— В кн.: *Метасоматизм и рудообразование*. М., «Наука», 1978.

Приведены основные результаты изучения влияния фактора глубинности на процессы карбонатитообразования и сыгнетического рудогенеза. Дана краткая характеристика выделенных фаций глубинности карбонатитовых комплексов, особенностей их геологического строения. С уменьшением глубинности устанавливается: а) расширение температурного диапазона формирования пород хлорит-серицит-анкеритовой и калишпат-кальцитовой фаций (главным образом в высокотемпературную область); б) раскисление карбонатитообразующих систем, что приводит к понижению роли процессов ранней щелочной стадии, которой отвечает формирование высокотемпературных кальцитовых и среднетемпературных доломит-кальцитовых карбонатитов, и возрастанию роли пород хлорит-серицит-анкеритовой фации, в целом образующихся в стадию кислотного выщелачивания; в) уменьшение степени дифференциации карбонатитов; г) закономерная смена рудопроявлений и месторождений полезных ископаемых; д) меньшее развитие метасоматического карбонатитообразования и рудогенеза. Табл. 1. Библ. 5 назв. Илл. 1.

УДК 553.22 : 550.89

Экспериментальное моделирование средне-низкотемпературных метасоматитов кислотного выщелачивания гранитоидных пород. Ш а п о в а л о в Ю. Б., З а р а й с к и й Г. П.— В кн.: *Метасоматизм и рудообразование*. М., «Наука», 1978.

Экспериментально воспроизведены и изучены диффузионные зональные метасоматические колонки березитизации, кварц-серицитового метасоматоза, аргиллизации и кварц-калишпатового метасоматоза. Эксперименты проводили в автоклавах по диффузионной методике при давлениях 500—4000 кг/см² и температурах 200—400°С. Значение $\lg K^+/H^+$ в возмущающем растворе варьировало от 0,95 до 7,50. Показано, что почти все перечисленные типы метасоматитов могут быть получены во всем исследованном диапазоне температур и давлений при подборе соответствующего состава раствора. Отмечается наличие однозначной зависимости в смене одних типов метасоматитов другими от таких параметров, как температура, давление, $\lg K^+/H^+$. Описаны отдельные метасоматические колонки на основании оптических и рентгеновских данных. Табл. 2. Библ. 13 назв. Илл. 3.

УДК 553.22 : 553.216.5

Подвижность алюминия при метасоматозе. С о к о л о в а Н. Т.— В кн.: *Метасоматизм и рудообразование*. М., «Наука», 1978.

При различных эндогенных метасоматических процессах наблюдается перемещение алюминия. В одних случаях отмечается уменьшение его содержания, в других — прирост. Поэтому в таких метасоматических реакциях необходимо учитывать алюминий, находящийся в растворе. Расчетным методом определена растворимость алюминия в системе $K_2O - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$ до температур 300°С. Табл. 1. Библ. 21 назв. Илл. 5.

УДК 552.18 : 553.24 : 553.44.

Метасоматические формации полиметаллических месторождений Рудного Алтая и их поисковое значение. Ч е к в а и д з е В. Б.— В кн.: *Метасоматизм и рудообразование*. М., «Наука», 1978.

Основная масса полиметаллических месторождений Рудного Алтая сопровождается измененными породами двух формаций: кварц-серицитовых и карбонат-хлоритовых метасоматитов. В пределах комплекса метасоматитов обеих формаций установлены закономерные ассоциации измененных пород и руд (рудно-метасоматические ассоциации). Последние испытывают контактовый и контактово-инфильтрационный метаморфизм со стороны верхнепалеозойских гранитоидных интрузий, причем возникает серия средне-высокотемпературных измененных пород, объединенных во вновь выделяемую формацию биотит-эпидот-талковых метасоматитов. Табл. 1. Библ. 25 назв. Илл. 7.

УДК 553.22 : 553.232 : 551.73 : 551.243

Особенности рудно-метасоматических формаций в палеозойских складчатых областях. В е л и ч к и н В. И., В о л о в и к о в а И. М.— В кн.: *Метасоматизм и рудообразование*. М., «Наука», 1978.

В палеозойских складчатых областях, возникших на месте геосинклинальных систем с неодинаковой направленностью геологического развития, проявлены различные ряды рудно-метасоматических формаций. Для геосинклиналей с глубоким прогибанием и базальтоидным магматизмом наиболее характерны скарново-железородные, скарново-медные, пропилитовые медно-молибден-полиметаллические, березит-золоторудные и другие формации. В областях с меньшим прогибанием и интенсивным кислым вулканоплактоническим многофазным магматизмом развиты грейзеново-вольфрам-оловянные, березитовые с золотом, сурьмой, полиметаллами и флюоритом и гидрослюдисто-аргиллизитовые с ураном формации. Для регионов с промежуточным типом развития характерны рудно-метасоматические образования обоих рядов. Табл. 1. Библ. 6 назв.

Метасоматиты и условия локализации в них ртутного оруденения. Борисенко А. С., Оболенский А. А.— В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М., «Наука», 1978.

Околорудные метасоматиты, развитые на ртутных месторождениях, рассмотрены с позиций формационного анализа. На месторождениях опалитовой ртутной формации преимущественно развиты метасоматиты формации вторичных кварцитов (сульфатная аргиллизация), а на эпitherмальных (телетермальных) месторождениях проявлены метасоматиты формации гидротермальных аргиллизитов, к которым относятся аргиллизированные породы алюмосиликатного состава, листвениты и апокарбонатные гидротермально-измененные породы. Среди гидротермальных аргиллизитов на ртутных месторождениях выделены три фации: каолинитовая, галлазитовая и гидрослюдистая. Табл. 1. Библ. 29 назв.

Особенности генезиса колчеданных месторождений Средногорской зоны Болгарии и Югославии. Велинов И. А., Логинов В. П., Носик Л. П., Радонова Т. Г., Русинов В. Л.— В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М., «Наука», 1978.

Сульфидные месторождения Средногорской зоны (Радка, Елшица, Красен, Асарел, Чедопеч) относятся к семейству колчеданных, но характеризуются некоторыми отличительными чертами. Наиболее существенными из них являются присутствие в околорудных породах алунита, а в рудах — энаргита и люцитона, содержащих максимально окисленный мышьяк (As^{5+}). Присутствие этих минералов свидетельствует о высоком окислительном потенциале минералообразующей среды, что подтверждается также данными изотопного состава серы сульфидов из этих месторождений: исключительно отрицательными значениями $\delta^{34}S$ в них. Табл. 1. Библ. 42 назв.

Редкометалльные щелочные кварц-альбит-микроклиновые метасоматиты (квальмиты) эо регионального метаморфизма. Кудрин В. С.— В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М., «Наука», 1978.

Для редкометалльных щелочных кварц-альбит-микроклиновых метасоматитов (квальмитов) характерны: устойчивость ассоциации альбита, микроклина и кварца совместно с одним из темноцветных минералов — рибекитом, лепидомеланом, полилитионитом; пространный приуроченность к ареалам приразломного регионального метаморфизма эпидот-амфиболитовой фации; отсутствие связи с интрузивами; относительно большая глубина формирования (4—5 км); большие масштабы развития метасоматического процесса; стабильность содержания Al , K , Fe , Mn для квальмитов каждого тела, близких к таковым в исходных породах; тантало-ниобиевая металлогеническая специализация. Образование квальмитов связывается с глубинными растворами, которые поступают в постгранитизационный период по разломам. Библ. 13 назв. Илл. 3.

Метасоматиты областей активного вулканизма и их рудоносность. Набоко С. И.— В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М., «Наука», 1978.

Рассмотрены закономерности гидротермального изменения пород в трех видах обстановки: на вулканах в магматической стадии активности, на вулканах в гидротермальной стадии активности и в областях разгрузки гидротермальных систем. Охарактеризована металлоносность гидротермально-измененных пород, термальных вод и осадков из них. Для приповерхностного современного рудообразования в пределах Тихоокеанского подвижного пояса в целом типична преимущественно железо-мышьяково-сурьмяно-ртутная минерализация с золотом и углеводородами. Табл. 3. Библ. 12 назв. Илл. 1.

Метасоматизм и оловянное оруденение в Сихотэ-Алине. Размахнин Ю. Н.— В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М., «Наука», 1978.

На примере Сихотэ-Алины установлены два основных генетических типа метасоматизма — региональный (I этап), догранитный (доматический), связанный с движением трансмагматических растворов, и локальный (II этап), обусловленный постмагматической деятельностью остывающих гранитоидов верхнего мела. Региональные метасоматиты объединены в биотит-эпипородную формацию, в которой нижний метасоматический ярус представлен метасоматитами — биотититами, а верхний — эпипородами, в которых эпигенетические минеральные ассоциации составляют в среднем лишь 5—15%. Генетическое единство биотититов и эпипород доказывается как зональным их развитием в Сихотэ-Алине, так и наличием в них группы петрогенных элементов, включающей K , Mg , Fe^{2+} , Al , Ca , Ti , Mn , P . Раскисление куполов биотититов под влиянием гидротерм, поступающих из остывавших гранитоидных куполов, возродило миграцию упомянутой группы элементов, а также олова, что сыграло важнейшую роль в истории формирования промышленных оловянных силикатно-сульфидных месторождений. Библ. 10 назв. Илл. 4.

2776

Sp. 45 1